N° D'ORDRE : 24

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE CAEN

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Maurice-Jacques GRAINDOR

PREMIÈRE THÈSE

Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricain

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 17 juin 1955 devant la Commission d'examen

MM. DANGEARD.. *Président*

PRUVOST ... } *Suffragants*
BOCQUET... }

PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1957

LE BRIOVÉRIEN

DANS LE NORD-EST DU MASSIF ARMORICAIN

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41542714_0008

N° D'ORDRE : 24

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE CAEN

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Maurice-Jacques GRAINDOR

PREMIÈRE THÈSE

Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricain

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 17 juin 1955 devant la Commission d'examen

MM. DANGEARD.. *Président*

PRUVOST ... } *Suffragants*
BOCQUET... }

PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1957

1 A

PERSONNEL ENSEIGNANT

DE LA FACULTÉ DES SCIENCES DE CAEN

Doyen : M. MOREAU

Assesseur : M. LOZAC'H

MM.	MOREAU	Professeur (Botanique).
	DANGEARD	— (Géologie et Paléontologie).
	SCHERER	— (Physique générale et Minéralogie).
	LOZAC'H	— (Chimie générale).
	APERY	— (Calcul différentiel et intégral).
	PAILLOUX	— (Mécanique rationnelle).
	JACQUET	— (Microbiologie).
	BOCQUET	— (Zoologie).
	COLOMBANI	Professeur sans chaire (Physique).
	LE ROUX	— — (Physique appliquée).
Mme	WALTER-LÉVY	— — (Chimie).
MM.	REY	— — (Zoologie).
	BACHELET	Maître de conférences (Chimie générale).
	VIALLE	— — (Chimie organique et biologique).
	HERVÉ	Chargé d'enseignement (Mathématiques).
	COJAN	Maître de conférences (Physique).
	SCHNELL	— — (Botanique).
	GRAFF	— — (Chimie).
	CAMPBELL	— — (Mathématiques).
Mme	LE ROUX	Maître de conférences adjoint (Zoologie).
M.	LAGET	Chef de travaux (Physique).
Mme	R. CHAUVENET	— (Chimie).
MM.	MESLIN	— (Botanique).
	PAREYN	— (Géologie).
	MABBOUX-STROMBERG	— (Physique).
	LEGRAS	— (Chimie).
	ROMANET	— (Chimie).
	SAUDRAY	— (Zoologie).
Mlle	THIEULIN	Assistante (Chimie).
M.	MARIE	Assistant (Physique).
Mme	GHINEA	Assistante (Mathématiques).
MM.	DOGUET	Assistant (Botanique).
	HAMELIN	— (Physique).
	BOULLARD	— (Botanique).
Mme	STEEG	Assistante-déléguée (Microbiologie).
Mlle	LEMAITRE	Assistante (Géologie).
Mme	BAUDUIN	— (Zoologie).
MM.	SAUSSEY	Assistant (Zoologie).
	MOLLIER	— (Chimie).

M. CAUCAL : Secrétaire principal des Facultés.

UNIV. LEIDEN BIBL.

PRÉFACE

Si le titre que porte ce mémoire, choisi par souci de concision, devait être interprété comme la prétention d'annoncer une étude complète du Briovérien dans le nord-est du Massif Armoricain, cela ne manquerait pas, et à juste titre, d'évoquer Pic de la Mirandole dont s'ébaudissait déjà Rabelais.

Je n'arguerai point, non plus, de la durée de mes recherches échelonnées sur plusieurs années pour leur susciter davantage de crédit, sachant, comme le dit Alceste, que « le temps ne fait rien à l'affaire ».

Cette étude s'intitulerait plus rigoureusement, je crois, suivant une manière de faire en usage encore il y a quelques dizaines d'années : « Contribution à la connaissance de certains caractères stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques du Briovérien de la partie nord-est du Massif Armoricain (Normandie et Maine) ».

Quant à l'ampleur du sujet, délibérément envisagée, je pense qu'elle était inévitable. Je me suis, en effet, trouvé en présence d'un domaine très inégalement exploré, pour ne point dire peu étudié en dehors de quelques localités où le Briovérien présente des caractères remarquables, comme les poudingues par exemple (Ch. BARROIS; L. DANGEARD et Ch. BATARD) : mais jamais, depuis les considérations générales d'E. HÉBERT et de son élève A. BIGOT, on n'avait tenté une étude d'ensemble.

Le Briovérien, c'était l'X, on ne savait pas trop ce qu'il représentait, et même ne songea-t-on pas à en faire une série compréhensive (F. KERFORNE) ? Avec pittoresque, M. LUGEON l'appelait « caisse à balayures » [1] ! A. BIGOT (1904, p. 912) ne laissait-il pas entendre la raison principale de ce désintéressement quand il écrivait qu'entreprendre une étude systématique du Briovérien serait « une besogne longue et fastidieuse » ?

A l'instar de cet illustre géologue normand qui publia sa thèse de doctorat sur un sujet aux vastes proportions, « *L'Archéen et le Cambrien dans le nord du Massif breton et leurs équivalents dans le Pays de Galles* », j'ai dû tenter, comme je l'ai dit, d'embrasser un domaine assez vaste, en un temps où les chercheurs, restreignant leur champ d'investigation et bénéficiant des avantages du travail en équipe, concentrent leur activité sur des objectifs limités, leurs travaux gagnant en compréhension ce qu'ils perdent en extension.

Initialement, j'avais d'ailleurs formé le projet d'étudier le Briovérien en quelques monographies typiques d'où se seraient dégagées les lignes générales de la géologie de ce Briovérien : incontestablement, les limites de ce travail eussent été plus restreintes. Mais, après une année et demie de recherches, il me parut de plus en plus évident que, si je voulais interpréter mes observations, en tirer une explication valable, il me fallait les intégrer dans une étude aussi complète que possible de tout le Briovérien.

Si j'ai mis plus de temps qu'il n'est d'usage pour un travail de cet ordre, je me félicite cependant de pouvoir fournir un mémoire offrant un intérêt sans comparaison possible avec ce qu'auraient

---

[1] Lettre de M. LUGEON à l'auteur en date du 19 août 1950.

été des monographies sans lien entre elles, sachant bien toutefois qu'il reste encore de grandes surfaces dont l'exploration devra être approfondie. Mais comme je crois pouvoir donner des vues générales sur l'ensemble du Briovérien avec une connaissance suffisamment étayée, j'expose dans ce mémoire des notions fondamentales qui pourront servir de point de départ pour des recherches ultérieures. Il ne s'agit donc que d'une œuvre préliminaire et je souhaite qu'elle constitue un apport utile et apprécié pour la suite des recherches sur le Briovérien normand.

Si, quelque jour, on croyait devoir me savoir gré de mon travail, que l'on veuille bien se souvenir combien je suis redevable de tant de précieux concours que je me dois de mentionner ici.

J'exprimerai tout d'abord ma profonde gratitude à mon Maître, M. L. Dangeard, pour la particulière confiance qu'il m'a témoignée. Le Briovérien était un sujet qui avait spécialement retenu son attention. Les termes par lesquels, après mon diplôme d'études supérieures, il me confia ce sujet, me sont demeurés en mémoire car ils ont toujours été pour moi un précieux stimulant à cause de l'expression même de l'estime qu'ils impliquaient. M. L. Dangeard avait déjà réuni sur le Briovérien une série d'observations dont les fiches ont péri lors du bombardement et de l'incendie de l'Université de Caen en juin 1944, ainsi que tous les trésors qu'il avait accumulés à la suite de ses devanciers. C'est avec émotion et admiration que j'évoque ces jours héroïques où, pendant que sombraient irréparablement ses richesses scientifiques, mon Maître, à la tête des « Équipes d'urgence », se prodiguait sans compter au secours de ses concitoyens. Quatre ans après le désastre, M. L. Dangeard me jugeait digne d'être admis à prendre le relais de son travail sur le Briovérien. Puis, pendant toutes mes années de recherches, avec une constante sollicitude, il en suivit les progrès. J'espère avoir su tirer tout le profit possible des longues discussions que nous avions fréquemment, soit au laboratoire, soit dans des courses communes sur le terrain. Qu'il veuille bien lire ici, une fois de plus exprimée, toute ma reconnaissance.

A ces remerciements à mon savant Maître, j'ajouterai ceux que je dois à l'illustre et regretté M. Lugeon qui m'avait fait l'honneur de son amitié. J'ai eu le plaisir, trop bref, de l'accompagner sur le terrain, la chance de profiter de ses conseils, l'avantage de pouvoir discuter avec lui : je dois à sa mémoire ce souvenir ému pour toute l'heureuse influence qu'il exerça.

Que M. P. Pruvost, de l'Institut, qui a accepté d'être mon parrain au C.N.R.S., veuille bien me permettre de lui dire combien je lui suis redevable de ses lumières et de ses conseils. Chaque fois qu'il me fit la faveur de discuter avec moi, ce qu'il m'a accordé avec générosité en dépit de ses occupations multiples, non seulement j'en ai retiré le plus grand profit pour orienter mes travaux, mais encore une provision d'encouragement pour faire face aux heures d'investigation insipide et monotone qui s'ajoutaient aux innombrables difficultés inhérentes à de telles recherches.

Incapable de résoudre seul tous les problèmes que posait la pétrographie, j'ai fait appel à la science de Mme E. Jérémine pour déterminer les roches métamorphiques du Briovérien inférieur et moyen. Je lui exprime ma gratitude pour son aide si appréciée : nul ne s'étonnera d'ailleurs que j'aie trouvé le plus favorable accueil dans son laboratoire où tant de géologues viennent solliciter un avis autorisé, toujours donné, comme ils le savent d'avance, avec la plus grande bienveillance.

Je remercie également M. L. Berthois qui a bien voulu me venir en aide dans l'étude pétrographique et sédimentologique du Briovérien supérieur. Je lui dois aussi de bien vifs remerciements pour la contribution qu'il a apportée, avec M. L. Dangeard, à l'étude du granite post-cambrien du Diotret.

Soucieux de ne négliger aucun des aspects du Briovérien, je me devais de tenter de rechercher les microorganismes découverts en Bretagne par Ch. Barrois et décrits par L. Cayeux. J'ai trouvé ces traces d'organismes, mais je n'ai eu de détermination précise que le jour où M. G. Deflandre accepta fort aimablement d'examiner mes préparations, ce qui le détermina à définir le genre *Palaeocryptidium Cayeuxi*. Pour son aide appréciée, je lui exprime mes remerciements.

Je remercie également M. A. Cailleux qui m'a fait bénéficier de sa compétence en matière d'étude des galets et m'a fourni d'amicales suggestions lors de l'analyse morphoscopique des til-

lites, en particulier pour l'interprétation des courbes cumulatives que me donnaient les poudingues de l'X.

Sans doute ne devrais-je point limiter à ces noms la liste de tous ceux et celles dont je suis débiteur, en particulier Mlle M.-M. ROBLOT pour son aide dévouée, mais je craindrais, en cherchant à rendre cette liste exhaustive, d'oublier quelque nom et de causer, très involontairement, quelque pénible surprise.

Dieu veuille rendre à tous au centuple l'aide si précieuse qui m'a été donnée.

PRÉLIMINAIRES

Les formations antécambriennes occupent une surface importante parmi les terrains affleurant dans l'ouest de la France, depuis le nord du Cotentin jusqu'au Bas-Poitou.

Je me suis appliqué à en étudier la partie qui forme le nord-est du Massif Armoricain. Celle-ci s'étend sur la Basse-Normandie et le Maine, couvrant les départements du Calvados, de la Manche, de l'Orne, de la Mayenne et de la Sarthe.

Arbitrairement, j'ai adopté pour limites géographiques de l'étude du Briovérien : au sud, la forêt de la Charnie; au sud-ouest, une ligne droite allant d'Évron à Avranches et passant par la ville de Mayenne; à l'ouest et au nord, le littoral de la Manche; enfin au nord-est et à l'est, la bordure des terrains secondaires du Bassin Parisien.

L'ensemble de la région ainsi délimitée représente une superficie de 11 800 kilomètres carrés, dont l'X occupe 5 800 kilomètres carrés, soit près de 50 % de la superficie totale.

Depuis que A. Bigot a rendu indiscutable, en Normandie, l'existence de la discordance du Cambrien sur une surface pénéplanée arasant le Briovérien affecté par les plissements cadomiens en couches très redressées, une étude d'ensemble s'imposait pour tout le complexe antérieur à la grande transgression cambrienne : c'est ce que j'ai voulu tenter.

Pour désigner les terrains figurés sous le signe « X », j'utiliserai le plus souvent le terme si commode de « Briovérien » que créa Ch. Barrois (1899) et qui a le mérite de ne point préjuger de leur âge. Conformément à la définition du terme employé par Ch. Barrois, je désignerai donc par *Briovérien* tous les terrains qui sont étudiés dans ce mémoire. Quelquefois, j'emploierai le terme « Infracambrien » : Ch. Barrois qui a le premier utilisé cette expression lui donnait le sens de Briovérien; mais, reprenant le terme Infracambrien proposé à nouveau et différemment par N. Menchikoff (1949), P. Pruvost (1951) a défini un étage stratigraphique qu'il étend au monde entier. L'Infracambrien ainsi défini comprend l'étage de Saint-Lô avec les phtanites de Lamballe, et l'étage d'Erquy-Paimpol avec les éruptions d'Erquy et du Trégorrois. Cependant, une difficulté subsiste dans l'identification complète des termes Briovérien et Infracambrien, car, pour respecter la définition de l'Infracambrien donnée par P. Pruvost, on ne peut y inclure la partie supérieure du Briovérien que ce même auteur, à la suite de Ch. Barrois, considère comme appartenant déjà au Cambrien. Or, l'importante discordance entre le Briovérien et le conglomérat pourpré, représentant le Cambrien moyen (faune de Carteret), a toujours conduit les géologues normands à placer au niveau de cette discordance une coupure importante que légitiment d'ailleurs des caractères tectoniques différents. Devant cette difficulté, comme l'accord n'a pu se faire, je conserverai le terme de Briovérien pour désigner l'ensemble des terrains antérieurs à la transgression représentée par les conglomérats pourprés dont celui de Rocreux est le type.

Parce que, jusqu'à preuve du contraire, nous maintenons qu'en Normandie le poudingue pourpré, dit de Rocreux, est le terme le plus inférieur du Cambrien, chaque fois que cela pourra être nécessaire pour la clarté de l'expression, je considère légitime d'utiliser le qualificatif d'*antécambrien* pour désigner toute roche située sous la discordance cambrienne, le terme n'ayant nullement la prétention de définir un étage, mais ayant seulement une signification de chronologie régionale.

Quant au mot *Précambrien* qui désigne un étage stratigraphique défini, il doit être exclu en vertu même de la définition de l'Infracambrien auquel appartient notre Briovérien le plus inférieur.

L'exposé des résultats des observations consignées dans ce mémoire sera divisé en quatre parties auxquelles s'adjoindront en appendice quelques problèmes annexes. Voici le plan de cette étude :

Ire Partie. — Après un aperçu historique, exposé des méthodes utilisées, du point de vue stratigraphique et tectonique; un exemple montrera l'intérêt de ces méthodes par les résultats obtenus dans l'établissement d'une coupe dans le Briovérien de la vallée de la Laize. Cette première partie constituera en quelque sorte une manière d'initiation à la connaissance du Briovérien.

IIe et IIIe Parties. — *Études des Étages du Briovérien.*

La délimitation entre deux parties distinctes dans le Briovérien repose sur l'existence de tillites et aussi de coulées et brèches rhyolitiques indiquant une période d'exondation.

A. ***Avant la formation des tillites,*** nous reconnaîtrons :

a. *Le Briovérien inférieur* caractérisé par les roches basiques de l'*Étage d'Erquy;*

b. *Le Briovérien moyen* subdivisé en deux étages : *Étage de la Lande des Vardes* (phtanites); *Étage de Villiers-Fossard.*

Dans la Hague et le Val de Saire, il m'a été souvent difficile de séparer le Briovérien inférieur du Briovérien moyen; aussi ai-je jugé nécessaire de les traiter conjointement, ce qui a donné lieu à deux monographies de ces régions où le Briovérien est exclusivement antérieur aux tillites. La venue de la diorite de Coutances paraît se placer avant le dépôt des tillites.

B. ***Le Briovérien à partir des tillites.*** Au-dessus des tillites (*Étage de Granville*), se situe le *Briovérien supérieur* ou *Étage de la Laize :* c'est la coupe de la vallée de la Laize précédemment mentionnée qui servira de type. Après des observations générales sur le Briovérien supérieur de Basse-Normandie, je traiterai d'une des meilleures coupes naturelles dans ce Briovérien supérieur : celle du littoral de Granville à Avranches. On y trouvera ajoutées quelques observations relatives aux cartes géologiques des feuilles Avranches (n° 61) et Alençon (n° 62) que j'ai parcourues en entier à l'intérieur des limites définies au début de ce chapitre. Viendront ensuite deux chapitres sur le Briovérien supérieur de l'île de Jersey et sur celui du Maine. Cette troisième partie se terminera par l'étude du granite d'Athis dont la mise en place s'est probablement effectuée à la fin du Briovérien supérieur.

IVe Partie. — Elle sera réservée à une étude d'ensemble qui comportera des observations tectoniques, puis un exposé des corrélations du Briovérien normand avec celui d'autres régions, enfin des conclusions soulignant les acquisitions nouvelles contenues dans ce mémoire.

Appendice. — On y trouvera traités deux problèmes importants : l'un concernant la micropaléontologie avec des fossiles déjà connus ou que j'ai découverts, l'autre les calcaires de La Meauffe, problématiquement considérés comme étant d'âge briovérien. Puis une remarque sur la localisation géographique des schistes ardoisiers de l'X, enfin un lexique sur les nombreux poudingues dont il est question au cours de ce mémoire.

Une Bibliographie complète des auteurs consultés termine ce travail.

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION À LA CONNAISSANCE DU BRIOVÉRIEN

J. U. 637292.

CHAPITRE PREMIER

HISTORIQUE

L'exposé historique des études concernant le Briovérien effectuées depuis le début des recherches géologiques en Normandie sera en même temps l'occasion de faire une mise au point de nos connaissances. Sans doute aurais-je pu me limiter à signaler sommairement les étapes essentielles du développement de ces connaissances : c'est d'ailleurs ce que je me contenterai de faire en ce qui concerne la Bretagne et le Maine. Mais — et je crois qu'il n'est pas inutile d'attirer l'attention sur ce point — dans une étude qui, comme celle-ci, est centrée sur la Normandie, une analyse d'ensemble des travaux antérieurs s'imposait d'autant plus qu'elle n'a jamais été effectuée d'une manière très complète et que, de ce fait, il subsistait des lacunes qu'un travail prolongé de recherches bibliographiques m'a permis de combler. Il est arrivé, en effet, que certains auteurs, dans leur référence à leurs prédécesseurs se soient limités à un aperçu rapide et sélectif de ceux-ci, laissant de côté des auteurs dont les noms, parfois injustement oubliés, leur paraissaient d'importance moindre.

Ce n'est qu'au début du XIX^e^ siècle que les études concernant les terrains que nous plaçons dans le Briovérien ont commencé, lorsque les naturalistes portèrent leur intérêt vers les « études géognostiques ». Jusqu'à cette époque, l'étude des roches n'était prise en considération qu'en fonction de leur utilisation pratique en tant que matériau de construction ou ressource minière. Mis à part quelques renseignements, dont l'utilité pour nous se réduit à une indication sur la localisation des emplacements où l'on peut entreprendre avec quelque succès des fouilles — et cela n'est pas négligeable pour compléter le nombre des affleurements trop réduit à notre gré — ces documents antérieurs à la véritable géologie sont généralement de médiocre intérêt, soit qu'ils aient été dépassés par des études plus valables, soit qu'ils relèvent du domaine de la fantaisie. A titre d'exemple, je citerai cette histoire de prospecteurs d'or venus d'Allemagne au XV^e^ siècle à Tracy-Bocage pour y chercher le précieux minerai en un point bien précisé par les documents de l'époque et où nous ne voyons aujourd'hui qu'un filon de diabase altérée aux paillettes de mica mordoré qui, brillant au soleil, peuvent donner l'illusion de pépites!

Néanmoins, il existe avant le XIX^e^ siècle quelques rares études plus sérieuses constituant une documentation circonstanciée qui prélude à l'œuvre vraiment scientifique : tels sont les travaux de LECLERC DE FLÉCHERAY qui, en 1680, donne une intéressante description des mines, métaux, et autres richesses du comté de Laval, ouvrage que les *Annales de la Mayenne* jugèrent d'ailleurs digne d'être publié par leurs soins (1857).

Des documents semblables au précédent, nous en trouvons encore çà et là dans les archives des vieilles publications scientifiques. Citons les observations de B. DE JUSSIEU (1719) sur le cinabre de la Chapelle-en-Juger (Manche) à propos d'une étude sur le minerai de mercure à Almaden (Espagne). On pourrait y ajouter aussi quelques aperçus et descriptions d'ardoisières du Briovérien, par MORAND, vers la fin du XVIII^e^ siècle — mais cela nous écarterait du cadre de ce chapitre.

Le premier ouvrage qui peut être considéré comme l'avènement de la géologie en Normandie est celui du « citoyen DUHAMEL fils » sur la minéralogie et la lithologie du département de la Manche (nivôse an VII = 1798). L'œuvre est surtout descriptive et contient de savoureuses naïvetés; malgré la sagacité des observations, il n'y a pas encore de classification des roches ni des terrains.

En 1814, OMALIUS D'HALLOY décrit quelques « roches granitoïdes » de Barneville au cap de la Hague. Mais c'est avec son contemporain, Alexandre BRONGNIART (1814) que commence la classification des roches par faciès lithologique.

Les recherches vont désormais se coordonner : en 1823, A. DE CAUMONT fonde la Société linnéenne de Normandie. A cette époque, la géologie du département de la Manche avait plusieurs décades d'avance sur celle des autres départements normands : la richesse des affleurements côtiers, la variété plus grande des roches en étaient les principales causes.

HÉRAULT, contemporain d'A. de Caumont, écrit en 1824 le premier mémoire sur les roches du Calvados, réalisant pour ce département ce que Brongniart avait fait, dix ans plus tôt, pour la Manche. Comme Duhamel, Brongniart et Omalius d'Halloy, Hérault est ingénieur des Mines. On ne saurait trop souligner l'importance du rôle joué par le Service des Mines dans les progrès de la géologie. L'œuvre de Hérault est remarquable par son classement pétrographique, mais la succession des assises n'y figure pas encore.

Un an plus tard, A. DE CAUMONT fait le partage entre les roches calcaires subhorizontales et les terrains plissés. La même année (1825), J. DESNOYERS consacre une étude descriptive aux schistes de la région de Saint-Lô et HÉRAULT écrit une notice sur l'argent natif de Curcy (Calvados) que l'on tente d'exploiter dans les phyllades ardoisiers : l'étude des roches appartenant à ce qui sera appelé Briovérien est enfin abordée.

Rappelons qu'en Bretagne les progrès de la géologie sont considérables : PUILLON-BOBLAYE (1827) publie la première carte géologique de cette province, fixant les grandes lignes de la géologie armoricaine. Pour A. BIGOT (1890, p. 6), c'est le premier auteur qui méritât d'être nommé dans l'étude historique, assez succincte, qu'il consacre dans sa thèse aux recherches antérieures aux siennes.

Pourtant H. BUNEL ne pouvait pas être inconnu de A. Bigot, il figure d'ailleurs dans sa bibliographie. Néanmoins, sans qu'on puisse en déceler la raison, c'est à DUFRÉNOY que cet auteur attribue la découverte de la discordance du Cambrien sur le Précambrien; il écrit en effet : « La discordance de la série silurienne sur les phyllades a été figurée par Dufrénoy » (A. BIGOT, 1890, p. 6). Le fait est exact, mais s'il est vrai qu'en 1838 Dufrénoy a bien donné une représentation de cette discordance (DUFRÉNOY, 1838, pl. III, fig. 3), celle-ci avait été découverte par H. BUNEL quelques années auparavant (1829-1833, p. 91).

Ce chercheur, officier de marine en retraite, membre de nombreuses sociétés savantes, nous révèle de remarquables dons d'observation; ses contemporains ont accueilli avec intérêt sa découverte comme en témoigne la figure donnée par Dufrénoy : il est bien regrettable que ce dernier ne donne pas de référence explicite dans son texte, mais on peut conjecturer que c'était à l'époque un fait qu'on tenait pour acquis. Il est néanmoins étonnant que, par la suite, la découverte de H. BUNEL n'ait pas retenu davantage l'attention et que la gloire ne lui en revienne pas.

Dans un mémoire de neuf pages, H. BUNEL résume ses observations : « Le rapprochement et la comparaison de ces observations m'ont fait découvrir un fait géologique assez important, c'est une discordance de gisement dans les terrains intermédiaires que je crois être le premier à signaler et qui m'a fait sentir la nécessité de les partager au moins en deux séries bien distinctes » (1829-1833, p. 92). La netteté avec laquelle Bunel voit les arguments : différence de pendage et de direction, les mesures rigoureuses qu'il effectue, suscitent l'admiration et méritent de passer à la postérité. Sa méthode est vraiment scientifique et, dans l'histoire de la géologie normande, son œuvre devrait être considérée comme importante. Il faut, écrit-il, « insister sur l'utilité qu'il doit y avoir à obtenir rigoureusement la situation de certaines roches qui peuvent dans beaucoup de cas

offrir un désordre plus apparent que réel » (p. 96), et encore : « Je propose donc d'observer la direction de l'inclinaison des roches de la manière la plus rigoureuse et d'ajouter cette inclinaison comme nouvel élément des cartes géologiques » (*ibid.*). Il va même jusqu'à proposer pour les cartes une notation qui est fort voisine de celle qu'on adopte universellement de nos jours. Avec l'autorité de quelqu'un qui a fait ses observations sur une étendue de 1 200 kilomètres carrés, il conclut à « l'antériorité des schistes et grauwackes sur le conglomérat ». Évidemment son diagnostic sur la nature du poudingue est inexact, mais il saisit bien la signification de la rubéfaction des phyllades : « Il ne serait pas impossible que les schistes (de la série inférieure) eussent été altérés par la formation du conglomérat ». La discordance est signalée à Mouen, Tourville, Saint-Georges-d'Aunay, etc. Il note et explique par l'altération ce que nous appelons la « poussée au vide » et en donne une excellente figure (1829-1833, pl. V, fig. 1). Enfin il attire l'attention sur la distinction qu'il faut établir entre les strates et la schistosité.

H. Bunel a peu écrit et, si son âge avancé ne lui avait été un obstacle, sans doute aurait-il fait faire de rapides progrès à la géologie normande. Il ne semble pas que ses contemporains aient mesuré l'importance de son œuvre scientifique : l'heure n'était pas encore à la tectonique, seule la stratigraphie était la méthode sûre grâce à laquelle on progressait.

Néanmoins, je considère que H. Bunel est un précurseur et que son œuvre marque une étape importante de l'histoire des connaissances sur le Briovérien, puisque, le premier, il a donné une position stratigraphique relative des phyllades verticaux discordants sous le conglomérat rouge du Cambrien.

L'intérêt que suscite la géologie normande attire N. Boubée qui donne à la Société géologique de France, née depuis trois ans, communication de diverses observations sur le grès et le granite des environs de Vire (1833). Un an plus tard, Castel publie à la même Société une note sur le granite du Calvados (1834).

Avec Dufrénoy, inspecteur général des Mines, qui écrit un important mémoire « sur l'âge et la composition des terrains de transition de l'ouest de la France » (1838), la stratigraphie prend une orientation décisive. C'était l'époque où la théorie des soulèvements d'Élie de Beaumont était admise unanimement : « De tous côtés, écrit Dalimier, à l'envi, la boussole à la main, les géologues prenaient la direction des couches sédimentaires et en mesuraient les inclinaisons ». Or, pour fixer l'âge d'un soulèvement, il fallait connaître l'âge des couches, étudier leur superposition, faire en un mot de sérieuses recherches de stratigraphie. C'est là le principal objet des travaux de Dufrénoy qui marquent le début des études raisonnées de la superposition des terrains de sédiments.

Pour le Massif Armoricain, Dufrénoy adopte la division des « terrains de transition » proposée par Sedgwick et Murchison en Grande-Bretagne : à la base de la série stratigraphique, le Cambrien avec les schistes talqueux et satinés, puis, au-dessus, les poudingues et le Silurien. La séparation entre les deux systèmes est « marquée par un caractère plus certain encore, par une différence de stratification », ce que déjà H. Bunel avait indiqué.

Trois ans plus tard, Dufrénoy et Élie de Beaumont s'efforcent de synchroniser la succession armoricaine des terrains de transition avec la succession de la Cambria (ou Pays de Galles, la *Brittania secunda* des Romains) : le Longmynd étant au-dessous de la discordance, le Cambrien est formé par les phyllades verticaux. Comme l'a noté A. Bigot (1888, p. 182), « l'existence de la discordance entre le Silurien et la grauwacke schisteuse cambrienne était encore admise en Angleterre; les deux géologues français étaient donc logiques en assimilant au Cambrien les schistes de Saint-Lô ».

On se souvient que le terme de Cambrien prévalut sur celui de Snowdonien proposé par Murchison. Élie de Beaumont suggérait celui de Hercynien. Mais Sedgwick voulait un terme géographique précis et proposa celui de Cambrien. Le nom de Silurien (le pays des Silures est le sud du Pays de Galles) fut la revanche de Murchison appuyé par Élie de Beaumont. Allemands,

Russes, Scandinaves, opposent une vive résistance, mais les géologues français qui, nous dit MARCOU, ont été « de tout temps disposés à l'anglomanie », font triompher par leur appui le point de vue de Murchison.

Ainsi faisait-on descendre le Cambrien plus bas dans l'échelle stratigraphique; et ceci semblait d'autant plus naturel que les deux niveaux : phyllades de Saint-Lô d'une part, poudingue et grès armoricain d'autre part, séparés en Normandie par une discordance, offrent une analogie certaine avec les roches du Pays de Galles.

Contemporain des précédents auteurs, DUBOURG D'ISIGNY, rappelant « les savantes descriptions de Hérault, de de Caumont, de Bunel», apporte dans ses *Aperçus généraux sur la topographie géognostique de l'arrondissement de Vire* (1838) une contribution à l'œuvre de ses devanciers par un tableau de cet arrondissement où les roches métamorphiques occupent une place prépondérante.

Une lutte violente oppose toujours Sedgwick à Murchison sur le choix du terme Cambrien. En 1847 ÉLIE DE BEAUMONT tente de concilier les antagonistes et propose de désigner par Cambrien le niveau de la « faune seconde »; ni l'un ni l'autre des adversaires n'acceptent la transaction (MARCOU, 1884, p. 523).

L'intérêt passionné que suscitent le Cambrien et le Silurien, les préoccupations de EUDES-DESLONGCHAMPS orientées vers les terrains secondaires et leur faune fossile, laissent pendant une vingtaine d'années en suspens les recherches sur les phyllades dont la monotonie contraste avec les découvertes passionnantes de la paléontologie.

Notons la publication en 1856 d'un mémoire de F.-A. TABARD où, à des considérations relatives à la botanique, se mêlent des observations sur la géologie de l'arrondissement de Saint-Lô, bien que cette œuvre n'ajoute rien à celle des devanciers. On peut seulement constater combien est indécise la connaissance de ces « formations très anciennes se rapportant aux systèmes Silurien et Cambrien » (TABARD, 1856, p. 325).

En 1861, DALIMIER remet en question le problème de la discordance entre les phyllades et le conglomérat pourpré; d'où, selon lui, la nécessité de supprimer le terme de Cambrien qui n'est que l'équivalent du Silurien inférieur. Derrière la variation typonymique se situe déjà le problème de la distinction future entre Cambrien et Antécambrien.

L'œuvre magistrale de Dalimier prélude en quelque sorte à celle de Ch. Barrois. Avec Dalimier, dont la thèse est consacrée à la stratigraphie des terrains primaires du Cotentin, s'ouvre une nouvelle période de recherches où s'intensifient les préoccupations sur les terrains les plus anciens. Son œuvre est riche en observations intéressantes, ses carnets de terrain que possède le Laboratoire de Géologie de l'université de Caen sont des documents où l'on trouve d'utiles indications et où l'on peut admirer la précision de fort jolies coupes.

A la même époque (1860 et 1861), DAUBRÉE aborde l'étude si difficile du métamorphisme des roches aux environs de Cherbourg. Mais la recherche au microscope polarisant n'existe pas encore et son travail ne nous laisse pas de résultats très importants.

Par contre l'œuvre de BONISSENT constitue un apport très appréciable. Chercheur infatigable, Bonissent parcourt tout le département de la Manche en recueillant une foule de documents. Si l'ordre qu'il adopte pour son étude des roches ne cadre plus guère avec la nomenclature actuelle, si les localisations de ses affleurements sont rendues ardues au lecteur moderne à cause des changements considérables survenus dans le monde rural (disparition des communes, hameaux, lieux-dits; tracé de routes nouvelles) néanmoins on trouvera toujours dans l'œuvre de Bonissent de précieux renseignements du moins quant aux terrains que j'ai étudiés. Mme JÉRÉMINE écrivait à son sujet dans son étude sur le granite de Barfleur en 1932 : « il faut remonter à plus de soixante ans en arrière pour trouver une description détaillée de ce granite ».

A cet éloge de Mme Jérémine, j'ajouterai volontiers ma reconnaissance pour les nombreux et précieux enseignements recueillis à la lecture des ouvrages de Bonissent. Je reconnais qu'il peut

s'y rencontrer des erreurs d'interprétation, mais jamais je n'ai trouvé une observation signalant une particularité relative aux « phyllades » sans vérifier sur le terrain l'existence de quelque fait intéressant. Ceci est infiniment précieux dans un pays où les affleurements sont pauvres et variables : d'un siècle à l'autre, en effet, les talus des chemins subissent bien des modifications, les forages de puits ou les constructions d'immeubles fournissent des occasions fortuites et sans lendemain dont le témoignage d'un géologue contemporain sera toujours utilisé avec gratitude par ses successeurs. A ce titre, les observations d'un chercheur minutieux et particulièrement averti, comme l'était Bonissent, méritent considération.

Ce dernier a légué ses échantillons au Musée d'Histoire naturelle de Cherbourg; c'est une des rares collections des anciens géologues normands qui ait subsisté après le désastre de 1944 qui ravagea l'université de Caen, laquelle possédait l'ensemble des documents accumulés par nos devanciers normands.

Les travaux écrits de Bonissent occupent une place relativement réduite : c'est l'œuvre de la fin de sa vie. Ancien curé de Perques, il se fait remarquer à la 27e session du *Congrès scientifique de France*, à Cherbourg, en 1860, où il signale « quels caractères présentent les roches granitiques du département de la Manche, et surtout celles des environs de Cherbourg »; puis, de 1864 à 1870, dans les *Mémoires de la Société Impériale des Sciences naturelles de Cherbourg*, il publie en quatre livraisons un essai géologique sur le département de la Manche. Ce sont les deux premières livraisons qui constituent le document apprécié auquel j'ai fait allusion. Les quatre livraisons successives ont été groupées par la suite en un seul volume.

La région cherbourgeoise, fort riche en affleurements, attire de nombreux géologues. C'est ainsi par exemple qu'en 1861 Lesdos ajoute aux travaux de ses prédécesseurs une nouvelle étude sur la géologie de l'arrondissement de Cherbourg.

En ce dernier quart du XIXe siècle, le développement des chemins de fer avec le tracé de voies nouvelles fournit l'occasion, particulièrement précieuse, de la mise à jour d'affleurements inconnus : aussi les géologues en profitent-ils pour développer leur champ d'action. C'est ainsi que quelques coupes sont décrites où figurent des roches qui sont l'objet de la présente étude : coupe du chemin de fer d'Alençon à Domfront (Letellier, 1877) ou encore d'Avranches à Dol et Lamballe (Delage, 1879 et 1880).

Cet intérêt croissant pour la géologie se généralise et suscite l'essor des excursions scientifiques. Certaines concernent les terrains anciens : je signalerai celle de la Société géologique de Normandie dans la région de Cherbourg en 1880 (G. Lionnet, 1883, p. 53).

Vers 1875 commence à se faire connaître un jeune savant lillois, Ch. Barrois, dont le nom deviendra prestigieux. Initié aux techniques, nouvelles alors, du microscope polarisant, il aborde pour la première fois, dans une magistrale vue d'ensemble, l'étude des roches éruptives et sédimentaires du Paléozoïque de Bretagne (1876-1877).

Jusque-là, l'étude de la géologie était surtout descriptive, inévitablement d'ailleurs, l'analyse précédant la synthèse. C'est ainsi que l'on s'était assez peu préoccupé du problème des phyllades verticaux que, de plus en plus, l'on appelait « Phyllades de Saint-Lô ».

Une ère nouvelle commence alors pour la géologie du Massif Armoricain. Les premiers en date, parmi les plus célèbres géologues bretons, sont Le Goarant de Tromelin et Lebesconte. Ils placent les phyllades dans le Cambrien, les gneiss et micaschistes dans le Laurentien (1875).

Deux ans plus tard, de Tromelin étudie en Basse-Normandie, et plus spécialement dans l'Orne et le Calvados, les terrains paléozoïques. Les phyllades du Cambrien sont répartis en trois faciès : les phyllades de Passais, ceux de Condé-sur-Noireau, ceux de Caumont.

En 1881, Barrois décrit l'Archéen de Bretagne, c'est-à-dire les terrains cristallophylliens; il y voit deux étages : l'étage inférieur le plus constant et le plus développé qui comprendrait des gneiss granitoïdes, glanduleux, rubanés et l'étage supérieur des gneiss feuilletés.

1885, année de la parution de la légende de la feuille de Granville : c'est un événement

d'une portée considérable. Ch. Barrois y donne une interprétation du poudingue de Granville, poudingue qui avait déjà été signalé par Dalimier (1861, p. 20) et par Bonissent (1870, p. 153). Étudiant les galets contenus dans ce poudingue, Ch. Barrois y reconnaît un certain nombre de roches appartenant soit aux granites anciens, soit à d'autres roches éruptives, anciennes également, soit au système de phyllades de Saint-Lô. Cela le conduit à distinguer deux séries dans ces phyllades : l'une inférieure, constituée par les schistes de Saint-Lô, l'autre supérieure, renfermant les grauwackes de Granville, lesquels sont de même âge que ceux de Gourin et que les schistes à *Paradoxides* de La Vega (Asturies). L'X de la carte se subdivise alors en X^a, avec les phyllades de Saint-Lô antérieurs au granite de Chausey, et en X^b, formé des schistes grossiers, grauwackes, calcaires, dolomies, poudingues postérieurs au granite de Vire. Le poudingue de Granville sépare les deux niveaux.

L'année 1886 est une date capitale dans l'histoire de la géologie du Massif Armoricain : sous la direction de Ch. Barrois a lieu dans le Finistère la réunion de la Société géologique de France. C'est une réunion mémorable où Barrois décrit les divers niveaux de l'X : à la base, le terrain primitif avec les gneiss et micaschistes de Quimperlé analogues au gneiss fondamental de l'Écosse et du Laurentien canadien, des gneissites et des schistes à minéraux; puis viennent les phyllades de Saint-Lô et de Douarnenez qui, pour lui, sont cambriens (analogues à l'étage B de Barrande) : ce n'est d'ailleurs, dit Barrois, qu'une hypothèse puisque les fossiles font défaut. L'étage C de Barrande ou Cambrien supérieur est formé des schistes et poudingues de Gourin. « La mer cambrienne qui déposa les phyllades s'étendit au loin sur le Finistère, remplissant le bassin du centre et allant au loin à l'est jusqu'à Rennes et Paris; elle était peut-être limitée au sud et au nord par les sols primitifs de la Cornouaille et du Léon ».

A cette excursion, Munier-Chalmas donne lecture d'une importante note d'E. Hébert sur les phyllades de Saint-Lô et les conglomérats pourprés dans le nord-ouest de la France, note qui reprend le problème de la discordance en Normandie, en particulier à Rocreux. Quant à la discordance en Bretagne, les travaux de Ch. Barrois l'empêchent de conclure; la concordance du poudingue de Gourin avec les phyllades est en opposition avec l'existence d'une discordance; néanmoins au nord de la Bretagne, et en Normandie, un fait est acquis, selon E. Hébert : on a, à la base, les phyllades de Saint-Lô verticaux et, au-dessus, les conglomérats pourprés, les schistes et les grès rouges « presque horizontaux ». Dans la même note, Hébert fait un parallèle entre ces terrains et ceux du Pays de Galles et d'Anglesey. Les schistes de Llanberis (Pays de Galles) et les phyllades de Saint-Lô sont antérieurs au Cambrien : précambriens [1] ou archéens [2]. Le Cambrien débute en Normandie par le conglomérat pourpré. Quant aux schistes cristallins (gneiss, micaschistes, etc.) ils ne sont pas archéens mais antérieurs : c'est le terrain primitif, l'Archéen représentant le premier terrain sédimentaire du globe. Cet Archéen est azoïque, dit Hébert, parce que « la température était probablement trop élevée »; puis il a été plissé, a émergé, et enfin la transgression cambrienne est venue le recouvrir.

A la suite de la note d'Hébert, Lebesconte donne communication de ses observations sur la constitution du Massif breton. Il y complète ce que déjà en 1881 il publiait sur la classification des assises siluriennes d'Ille-et-Vilaine et des départements voisins : le Silurien comprend deux groupes d'assises : celui des schistes de Rennes, se subdivisant en schistes gris verdâtres terreux, schistes roses et verts en grandes dalles, et celui des schistes rouges. On a donc, selon Lebesconte, le terrain primitif avec les gneiss inférieurs granitoïdes, glanduleux, rubanés, modifiés par de nombreuses venues granitiques, et les gneiss supérieurs, feuilletés, puis des micaschistes. Le groupe des roches primaires comprend les assises des schistes de Rennes avec les trois niveaux précédemment indiqués.

---

[1] Le terme *Précambrien* appliqué à des terrains de Normandie est employé pour la première fois par Hébert dans cette note de 1886.

[2] Le nom d'*Archéen* fut créé par Dana.

En outre, Lebesconte signale l'existence de fossiles des genres *Montfortia* et *Neantia :* on avait déjà signalé des fossiles dans les phyllades.

Après ces travaux mémorables, Ch. Barrois reconnaît, en 1888, comme l'avait fait Dufrénoy en 1838, que le Longmynd et les phyllades de Saint-Lô sont contemporains, mais ces phyllades, jugés cambriens par Dufrénoy, sont définis infra-cambriens par Barrois : le terme est alors créé pour la première fois, il désigne trois faciès probablement contemporains : les phyllades de Douarnenez, les quartzo-phyllades de Morlaix, les tufs du Trégorrois. Les phyllades de Douarnenez comprennent deux étages distincts : l'inférieur formé de schistes et phyllades satinés très séricitiques contenant des lits quartzeux, et le supérieur avec des lits interstratifiés de poudingue (Gourin, Ploërmel) qui, à l'ouest, passent à des grauwackes, cornes, tufs amphiboliques et schistes (baie de Douarnenez). Les quartzo-phyllades de Morlaix forment un étage de schistes fins noirâtres avec des lits répétés, passant au « gneiss primitif fondamental ». Enfin, les tufs du Trégorrois constituent un faciès particulier des phyllades de Douarnenez et des quartzo-phyllades de Morlaix.

En 1889, dans la notice explicative sur le panneau de la Bretagne destiné à l'Exposition universelle, Ch. Barrois écrit que le Cambrien comprend deux étages : l'étage inférieur des phyllades de Saint-Lô, l'étage supérieur des schistes de Gourin possédant des venues éruptives interstratifiées, ce qui confère à cet étage une ressemblance avec le Pébidien.

A cette époque paraît la thèse de A. Bigot (1890) qui rappelle la discordance séparant, dans le nord du Massif Armoricain, les conglomérats pourprés des phyllades de Saint-Lô. A la suite d'E. Hébert dont il fut l'élève, A Bigot attribue aux phyllades de Saint-Lô un âge précambrien.

Les géologues normands prennent dès lors une part active à l'étude des roches primaires. Déjà en 1886 A. Bigot écrivait que « le véritable terrain primitif n'existe pas dans le nord du Cotentin » et que les roches cristallophylliennes qu'on y trouve sont synchrones des phyllades. C'était une conclusion d'un travail antérieur sur quelques points de la géologie des environs de Cherbourg qu'il avait publié un an plus tôt (1885), mais, dans l'analyse d'un complexe aussi enchevêtré, il commettait un certain nombre d'erreurs d'interprétation que, plus tard, il corrigea lui-même.

De son côté, Ch. Renault débrouillait le problème stratigraphique du Cambrien et du Silurien dans les vallées de l'Orne et de la Laize (1883), problème lié indirectement à l'X. Élève de Morière[1], ce brillant géologue donne une coupe remarquable de Feuguerolles à Urville où figure un tableau de la concordance des assises de ces étages.

La même année, à la session de Rouen de l'Association Française pour l'Avancement des Sciences, Guyerdet communique une intéressante coupe de Villers-Bocage à Vassy.

Le progrès des connaissances relatives aux terrains anciens s'accélère en Bretagne. En 1892, Ch. Barrois découvre les fossiles des phtanites de Maroué en Lamballe et en confie l'étude à son élève L. Cayeux qui décrit la sensationnelle découverte : présence de multiples espèces de Radiolaires (1894). Un an plus tard, il annonce l'existence, dans ce même Précambrien de Bretagne, de Spongiaires (1895).

A la même époque, des discussions fameuses opposent Œhlert à Lebesconte. Ce dernier (1891) considère que les « schistes lie de vin » et le « conglomérat pourpré » n'existent pas aux environs de Sillé-le-Guillaume et que les poudingues et calcaires constituent les termes équivalents des dépôts analogues, interstratifiés dans les schistes de Rennes. En outre, dans les Coëvrons, pour le même auteur, la place des poudingues est variable, elle peut parfois être au-dessus des calcaires, mais peut se trouver plus bas, dans les « grès inférieurs ». Enfin Lebesconte place les psammites à Lingules au-dessus du grès armoricain, lequel, dans les Coëvrons, repose directement sur les schistes de Rennes. Mais, contre cette thèse, Œhlert démontre dans cette région des Coëvrons l'existence d'une succession normale des assises cambro-siluriennes.

Pour essayer de résoudre le problème qui oppose les deux savants, une excursion réunissant

---

[1] Rappelons que c'est à Morière et à son élève Renault que l'on doit la découverte du minerai de fer au sud de Caen.

Barrois, Lebesconte, Œhlert et Seunes sous la direction de Michel-Lévy fut décidée qui tenta une mise au point que rédigea Michel-Lévy (1892). Tous furent d'accord pour maintenir une grande coupure stratigraphique entre les schistes verts de Rennes, considérés de même âge que les schistes de Saint-Lô, et les poudingues pourprés, poudingues de Rocreux, de la butte d'Oigny, et de Montfort.

En 1895, Ch. Barrois publie une coupe très complète sur le poudingue de Cesson dans l'anse d'Yffiniac.

Pour les non-initiés, les discussions sur l'âge des schistes de Saint-Lô et de Gourin compliquent fort le problème de l'Infracambrien, ou Cambrien inférieur de Barrois. C'est alors que celui-ci refusant absolument pour sa part d'attribuer l'X de la carte au Précambrien et ayant à diriger en Bretagne une excursion de la Geologists' Association, rédige un important livret-guide (1899) où il crée le terme de «Briovérien» (de *Briovera,* nom latin de Saint-Lô), terme commode qui ne préjuge pas de l'âge absolu des phyllades et permet de clarifier le problème. Ce Briovérien est son Infracambrien, et il le parallélise avec le Longmyndien. Le Briovérien comprend trois massifs : le massif du Trégorrois; le massif de Saint-Lô avec les trois niveaux X^a (schistes de Saint-Lô), X^b (schistes et poudingues de Gourin), X^c (dalles vertes de Néant); enfin le massif de la Basse-Loire avec les schistes et arkoses de Bains. Le Briovérien enfin est reconnu comme étant surmonté en discordance par le Cambrien.

Ch. Barrois reprend dans ce livret-guide ce qu'il avait écrit en collaboration avec Lebesconte dans la légende de la feuille de Rennes.

Le problème de la détermination des limites du Cambrien et de l'X préoccupe tous les grands géologues normands et bretons. Après le VIII^e Congrès géologique international de 1900 qui fut l'occasion de mises au point et de discussions sur le terrain, Kerforne (1901) montre la discordance du Cambrien sur le Précambrien et comment le Cambrien débute par des schistes vert clair avec des galets peu roulés jusqu'à 15 centimètres au-dessus de la discordance.

En 1904 a lieu la réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Caen, Flers, Cherbourg; c'est l'occasion pour A. Bigot de faire un exposé sur l'existence d'une aire de surélévation dans la Basse-Normandie entre Laval et Villedieu où il montre bien que la transgression marine ne recouvre ce môle que très tard, à l'Ordovicien, dans la région de Mortain. On peut juger étonnant que A. Bigot, qui connaissait l'aire de surélévation Couptrain-Mortain-Domfront, ait par la suite attribué à tous les granites de cette région un âge carbonifère.

Un an plus tard (1905), l'Association Française pour l'Avancement des Sciences se réunit à Cherbourg. A. Bigot y expose ses vues sur le Primaire, et en particulier sur le Précambrien ou Étage des Phyllades de Saint-Lô, telles qu'il les a d'ailleurs notées dans la légende de la feuille Les Pieux (1899). En outre, comme Lebesconte (1891, p. 15), il admet que les calcaires de La Meauffe sont précambriens.

L'intérêt que A. Bigot porte à l'X est occasionnel. « Ses travaux les plus importants — si tant est que l'on puisse établir une telle hiérarchie — sont, à mon avis, ceux qui concernent les terrains cambriens. » (L. Dangeard, 1954, p. 348). Bigot avoue d'ailleurs le peu d'attrait qu'offrent pour lui ces terrains précambriens : « Peut-être quand on aura suffisamment multiplié les observations des prolongements et des directions de ces couches (de l'X) sera-t-il possible de reconstituer ces plis; mais c'est une besogne longue et fastidieuse qui n'est même pas encore amorcée. » (1904, p. 912).

En Bretagne, Kerforne montre l'existence de contacts anormaux fréquents entre l'X et le Cambrien, il en vient à supposer, pour les expliquer, la présence au sud de Rennes d'une nappe de charriage, « la nappe de la Vilaine » (1919).

La recherche des contacts anormaux passionne de nouveau les géologues. Y. Milon (1928) en reconnaît dans la presqu'île de Crozon. A Bigot trouve aussi qu'en Normandie il y a des contacts anormaux des flancs nord des synclinaux cambriens avec l'X (1922, p. 384); tout cela, reconnaît-il, est comparable aux «thrust planes» des Highlands d'Écosse; mais au sud des synclinaux cambriens,

il n'y a pas de déplacement mécanique entre le Cambrien et l'X : ce sont des plis enracinés (1922, p. 385).

Y. Milon ayant découvert une microfaune dinantienne et des fragments de radiolarites dans les assises de Morlaix considérées comme briovériennes, et remis en question l'âge des roches du Trégorrois ainsi que celles du Léon (1928), Kerforne en vient à émettre l'hypothèse que le Briovérien n'est peut-être qu'une « série compréhensive » ayant une durée égale à celle du Paléozoïque (1923).

Bigot répond aussitôt (1923) que la discordance en Normandie est un fait certain : sous le conglomérat pourpré cambrien existe une vieille série de schistes redressés qui sont précambriens. Il peut y avoir, par action mécanique, des lambeaux de roches postérieures intercalés dans l'X, mais rien ne légitime l'hypothèse d'une série compréhensive en Normandie. Et par la fameuse découverte (1925) de la faune à *Archaeocyathus* de Carteret, A. Bigot apporte une confirmation éclatante de sa façon de voir.

En 1923, en collaboration avec Mme Jérémine, A. Bigot s'intéresse à la Hague, mettant en évidence les contacts broyés et un important chevauchement du Cambro-Silurien sur le substratum. Du point de vue pétrographique, cette recherche est l'occasion d'un grand progrès de la connaissance des roches de la Hague, mais elle n'est qu'un prélude à la magistrale étude pétrographique de cette région que donnera Mme Jérémine en 1930.

La Société géologique de France organise en 1929 une réunion extraordinaire en Basse-Normandie et dans les Côtes-du-Nord. Après avoir reconnu la discordance du Cambrien sur l'X à Rocreux, la Société étudie la série des roches d'Erquy avec le poudingue de Cesson. L'importance des phtanites au point de vue stratigraphique est mise en évidence par Ch. Barrois. La Société revient en Normandie par Granville où elle examine les galets des roches contenues dans le poudingue, puis les phtanites de Coutances, la série éruptive de Saint-Germain-le-Gaillard, enfin les roches métamorphiques de la Hague.... C'est un important inventaire. Les contacts avec le Cambrien sont étudiés, la discordance bien démontrée, en particulier au contact de Diotret découvert par Mme Jérémine où le Cambrien se voit reposant sur la surface de la pénéplaine granitique décomposée en boules. Dans ce contact et dans ceux d'Omonville-la-Rogue, l'attention est attirée, tant par M. Lugeon que par A. Bigot et Mme Jérémine, sur l'altération du Précambrien avant le dépôt du conglomérat. Parmi les excursionnistes qui se déclarèrent convaincus, il convient de citer Jacques de Lapparent.

Au cours de cette même tournée, la Société eut aussi l'occasion de considérer le conglomérat d'Hainneville où A. Bigot et Ch. Barrois s'accordèrent à reconnaître le poudingue de base du Cambrien, écrasé, déformé par des actions mécaniques intenses. Mais Mme Jérémine, dans l'étude pétrographique de la Hague signalée ci-dessus, considère que le conglomérat d'Hainneville est précambrien. Cette opinion sera de nouveau exposée avec M. Lugeon en 1950.

En Bretagne, la discussion sur l'âge des calcaires de Saint-Thurial amène Ch. Barrois et P. Pruvost (1929) à donner une nouvelle classification du Briovérien, qui reprend à peu près celle de Barrois (1895), enrichie des connaissances acquises plus récemment :

X^c Dalles vertes de Néant.

X^b Schistes et conglomérats de Gourin :

1. Schistes;
2. Schistes et quartzo-phyllades;
3. Calcaire de Saint-Thurial;
4. Ardoise;
5. Poudingue de Gourin.

X^a Schistes de Lamballe :

1. Schistes à lits de phtanites;
2. Schistes et grès tendres.

Deux ans plus tard, les mêmes savants tentent d'établir les relations stratigraphiques des couches cambriennes de la Bretagne et du Maine. Jusque-là on estimait que le poudingue de Sillé et le poudingue pourpré étaient du même âge et que le poudingue de Gourin n'existait pas dans le Maine. Ch. Barrois et P. Pruvost (1931) admettent au contraire que le poudingue pourpré correspond au grès de Sainte-Suzanne et le poudingue de Gourin au poudingue de Sillé, et aussi que le poudingue de Courmenant, parallélisé avec celui de Gourin, est la répétition par plis du poudingue de Sillé.

Si, peu à peu, apparaît une succession des assises dans le Briovérien, on ne voit pas bien encore si « la succession présumée de ces deux étages ζ et X est réelle, ou si au contraire ils appartiennent à une seule et même formation sédimentaire ou éruptive... Aucune coupe n'a été relevée jusqu'ici dans le Briovérien qui montrerait la stratification discordante sur des schistes cristallins, des formations clastiques briovériennes ». (Barrois, 1932, p. 38.)

Le problème des différents poudingues cambriens et briovériens retient toujours l'attention des chercheurs. En 1935, L. Dangeard et Ch. Batard signalent dans les Coëvrons l'existence d'un poudingue briovérien qui leur paraît, par sa disposition, représenter le démantèlement de rides préliminaires, antérieures à la transgression cambrienne et rapidement soumises à l'érosion marine. D'ailleurs pour A. Bigot (1948), l'assimilation du poudingue de Gourin à celui de Sillé était également inacceptable.

Les études sur le Briovérien s'orientent alors vers la région de Granville. Bigot fait au Congrès de l'Association normande des cinq départements de l'ancienne Normandie une communication sur la géologie de la région de Granville où il donne une description du Briovérien et rappelle le travail de G. Mathieu (1943) sur les galets du Poudingue de Granville. Dans cette communication, A. Bigot (1948) pense que le poudingue de Granville est plus ancien que les poudingues de la base du Cambrien. La note de G. Mathieu laissait penser que le poudingue de Granville jalonnerait une étroite arête synclinale du Cambrien au milieu du Briovérien, « un fond de bassin pincé en V ou en Y formant une queue de synclinal ». La structure de la zone bocaine tabulaire à l'est de Granville et la structure de cette zone bocaine à Pontfarcy qui montre que le Briovérien, rebroussant le fond du synclinal cambrien, jaillit en anticlinal pincé, donnant naissance à deux synclinaux cambriens (L. Dangeard et M. Graindor, 1951) sont en opposition avec cette manière de voir.

En 1944, E. Bolelli montre la discordance stratigraphique et tectonique du Cambrien sur le Briovérien du flanc nord des synclinaux au sud de Rennes, concluant à une véritable désarticulation du Briovérien au contact du Cambrien et à un décollement des schistes briovériens le long de l'armature formée par le poudingue de Gourin.

En 1949, P. Pruvost publie, dans le *Livre Jubilaire* de Ch. Jacob, un très important essai de reconstitution des mers et des terres de Bretagne aux temps paléozoïques : la mer briovérienne engendre les formations sédimentaires les plus anciennes avec deux étages; le plus ancien comprend les schistes verts d'Erquy et les éruptions doléritiques contemporaines. Cet ensemble passe vers le haut aux schistes et phtanites de Lamballe; à ceux-ci sont associés des schistes fins alternant avec des grès, des grauwackes, des arkoses et même des conglomérats (poudingue de Cesson) contenant des galets de roches granitiques. L'étage supérieur qui, au sommet, passe aux dalles de Néant, contient les arkoses de Corps-Nuds et le poudingue de Gourin, les schistes et calcaires de Saint-Thurial : cet étage est le Cambrien inférieur[1].

Nous avons répondu (L. Dangeard et M. Graindor, 1950) qu'en l'absence de résultats décisifs nous préférions nous en tenir « à la conception ancienne exposée par Michel-Lévy dans sa note de 1892 et synthétisée par Œhlert sur sa belle carte géologique de Mayenne ». Deux points nous

[1] Les calcaires à *Archaeocyathus* de Carteret sont du Cambrien moyen, sinon du Géorgien supérieur, comme l'a proposé Thoral (1948).

paraissent difficilement acceptables, car d'une part nous ne voyons pas bien le rapport entre le poudingue pourpré de Sillé et le poudingue de Gourin typique, et d'autre part il nous est difficile de comparer les grès de Sainte-Suzanne au poudingue pourpré de Montfort.

Reprenant la discussion sur le poudingue de Sillé, P. Pruvost (1950) répond qu'il est d'accord avec nous sur un point : les poudingues de Sillé et ceux de Gourin forment deux types différents de conglomérats : l'opinion d'Œhlert est désormais admise sur ce point. Mais P. Pruvost ajoute : « Ayant admis avec L. Dangeard et M. Graindor que le poudingue de Courmenant... est antérieur au poudingue de Sillé, je me sépare par contre formellement d'eux lorsqu'ils persistent à identifier ce dernier, comme l'avait fait Œhlert, au poudingue de Gourin » (1950, p. 206.).

Certes, pour résoudre ce problème, il manque un argument fondamental, mais j'apporte un nouvel élément : les tillites.

L'année même de cette discussion, nous avions signalé (E. Wegmann, L. Dangeard, M. Graindor, 1950) que le poudingue de Granville est une véritable tillite; cela amène M. Lugeon et Mme Jérémine à reprendre l'opinion déjà émise par Mme Jérémine sur le conglomérat d'Hainneville : à savoir son âge précambrien; aussi ces auteurs en font-ils l'équivalent de la tillite de Granville. Aussitôt A. Bigot (1950) répond en contestant une fois de plus que les conglomérats d'Hainneville soient précambriens; en tout cas, écrit-il, ils « ne sont pas un argument en faveur d'un glaciaire précambrien ».

A la réponse de A. Bigot, j'ajoutai (Graindor, 1951, p. 124) que sa manière de voir me semblait conforme aux observations de terrain, mais que l'examen de l'affleurement d'Hainneville m'obligeait à lui reconnaître des caractères particuliers. Et j'en arrivai à supposer que le poudingue « paraît avoir localement emprunté ses éléments à une formation continentale d'origine glaciaire ». En tout cas, les terrains des environs de Cherbourg, très affectés par la tectonique, se prêtent assez difficilement à une étude vraiment décisive.

La même année, à propos de quelques remarques sur le Briovérien de Granville, j'attirai l'attention sur la fréquente répétition des couches en plis serrés, secondaires, évoquant l'aspect de la tectonique du flysch, ce qui « me paraît être un caractère remarquable du style tectonique du Briovérien normand » (Graindor, 1950, p. 115.).

P. Pruvost et Ch. Delattre publient en 1952 une note importante sur le poudingue de Plusquellec « très nettement interstratifié dans l'assise des schistes briovériens à lits de phtanites ». Ce poudingue est rapproché de ceux de Locquirec, Cesson, Courmenant et Granville, mais nettement différencié de ceux de Gourin, de Sillé et de Rocreux.

La détermination de l'âge antécambrien du granite d'Athis (Graindor, 1953) incite à étendre vers l'est du Massif Armoricain la zone des granites prévarisques de G. Mathieu (1944) et je conclus : « Le granite d'Athis appartient à cette partie médiane du vieux socle progressivement recouvert par la transgression qui débuta au Cambrien moyen mais ne recouvrit complètement le môle qu'à l'Ordovicien dans la région de Mortain-Domfront-Couptrain ».

La découverte d'une tillite antécambrienne près de Caen (L. Dangeard et M. Graindor, 1953) apporte une confirmation de l'existence de tillites dans la région normande. Les caractères glaciaires des galets remarquablement bien conservés, ainsi que la gangue, permettent de juger de l'existence de marques de glaciation dans le Briovérien.

L'examen des galets de la tillite, les observations stratigraphiques, tectoniques et pétrographiques, permettent alors des considérations plus générales sur la glaciation infracambrienne dans le Massif Armoricain (M. Graindor, 1954). Une succession chronologique des niveaux de poudingue est proposée. De bas en haut : tillite de Granville et poudingue d'Hainneville; poudingue de Pont-Landry, Parennes, Courmenant; enfin poudingue de Gourin, lequel donne des courbes aberrantes au milieu de celles des autres poudingues du Briovérien.

Enfin une succession des niveaux dans le Briovérien de Normandie est proposée :

— Briovérien inférieur basique, ou Étage d'Erquy;
— Briovérien à phtanites, ou Étage de la Lande des Vardes;
— Phyllades intermédiaires, ou Étage de Villiers-Fossard;
— Briovérien supérieur, ou complexe des tillites : Étage de Granville;
— Formations post-glaciaires, ou Étage de la Laize.

Ainsi que l'on peut s'en rendre compte, il a fallu plus d'un siècle pour que commence à se clarifier le problème complexe du Briovérien azoïque. Une première période purement descriptive prélude à la découverte si importante de la discordance (H. Bunel) et à la mise en valeur de sa signification fondamentale (Dufrénoy); puis un demi-siècle s'écoule; alors apparaît Ch. Barrois dont l'œuvre puissante oriente et suscite les découvertes. Deux grands savants, ses contemporains, précisent la distinction entre les roches briovériennes et les roches cambriennes et postérieures au conglomérat pourpré : Bigot en Normandie, Œhlert dans le Maine. Les travaux de Kerforne et de son disciple Y. Milon sur le Briovérien de Bretagne approfondissent les connaissances. Puis l'ère des vues de synthèse commence sous l'impulsion de Ch. Barrois dont l'œuvre aujourd'hui est continuée et amplifiée par P. Pruvost. Le moment était venu où, en Normandie, sous l'influence de L. Dangeard, allait se développer la géologie du Briovérien.

Pour simplifier cette étude historique, j'ai laissé de côté les études sur le Maine. Celles-ci n'ont été signalées, comme on a pu le constater, que dans la mesure où elles intervenaient dans la discussion générale qui s'est élevée à propos des comparaisons avec la Bretagne. Toutefois, je ne pourrais passer sous silence l'œuvre capitale d'Œhlert. Parmi ses prédécesseurs, il convient de citer Blavier (1837 et 1842); puis Triger qui publie un essai de carte géologique des départements de Mayenne et Sarthe, œuvre qu'il poursuivra jusqu'à sa mort (1867) et qui sera continuée par Guillier dans sa géologie du département de la Sarthe pour servir à l'explication de la carte géologique et agronomique de la Sarthe (1886).

La géologie des Iles anglo-normandes est étroitement liée à celle de la Normandie. C'est pourquoi, dans cette étude historique, il convient de donner une place aux travaux qui concernent ces îles, spécialement celle de Jersey à laquelle a été réservé un chapitre dans le présent ouvrage.

Dès 1811, Macculoch, puis Plees, publient des descriptions géologiques et minéralogiques de l'île de Jersey.

On trouve aussi quelques renseignements dans l'ouvrage d'Ansted sur les « Channel Islands » (1862) et dans une note d'Austen (1849).

En 1851, A. Transon donne un essai de description géologique de Jersey. Cet essai offre un certain intérêt pour nous, car dans sa description des schistes argileux, normaux ou métamorphiques, il observe l'analogie de ces schistes de Saint-Aubin avec ceux de la région de Granville. « C'est assez dire que le schiste de Jersey diffère essentiellement du schiste satiné de Saint-Lô. » (Transon, 1851, p. 513). Signalons aussi que, dans sa note, Transon donne de bonnes mesures de direction et pendage des phyllades.

Le premier ouvrage important sur Jersey est la *Géologie de Jersey* par Ch. Noury (1886).

Déjà en 1884, Hill avait donné une étude pétrographique des roches de Guernesey. En 1887, il s'intéresse aux roches de Sercq, Herm et Jethou; puis en 1889 à celles d'Aurigny et des Casquets.

A. de Lapparent (1884) étudie les porphyres pétrosiliceux de Jersey.

Deux ans plus tard, A. Bigot publie une vue d'ensemble sur les Iles anglo-normandes (1890, p. 100-108).

En 1919, P. Teilhard de Chardin donne une brève, mais très importante note sur la structure de l'île de Jersey.

Puis, en 1927, G. H. Plymen écrit un mémoire sur la géologie de Jersey où son étude sur les schistes et grauwackes constitue une sommaire, mais bonne description du « Précambrien ».

En 1936, à la suite d'une excursion de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, A. E. Mourant apporte une contribution intéressante à l'étude des îles de la Manche : elle fait suite à deux travaux antérieurs sur Jersey (1931 et 1933).

CHAPITRE II

MÉTHODES POUR L'ÉTUDE DE LA STRUCTURE DU BRIOVÉRIEN

Le chapitre précédent a permis de constater combien peu nombreux ont été les travaux sur le Briovérien du nord-est du Massif Armoricain. Les résultats acquis antérieurement ne portent que sur des problèmes limités. Pour faire progresser la connaissance du Briovérien, il devint évident que s'imposaient soit la mise en œuvre de méthodes nouvelles, soit le développement de méthodes connues mais insuffisamment exploitées.

Certes, quand on considère la monotonie des séries briovériennes, on conçoit le peu d'attrait qu'elles aient exercé. L'allure redressée des couches au pendage constant sur de grandes distances, évoquant des séries d'épaisseur énorme où apparaissent très rarement des charnières — et encore le plus souvent celles-ci, quand elles existent, appartiennent de toute évidence à des plis mineurs — l'absence de critère pour distinguer les niveaux qui paraissent former des cycles indéfinis, tout cela constituait des obstacles difficiles à vaincre avec les méthodes classiques de la stratigraphie. Ainsi « l'étage des schistes et phyllades de Saint-Lô », le plus étendu sur la carte géologique de la partie nord-est du Massif Armoricain, était-il en fait le moins bien connu.

De plus, *le Briovérien ne possède pas de faune caractéristique*, il ne contient qu'une microfaune sans valeur stratigraphique, ce qui ne manque pas d'ajouter aux difficultés précédentes celles qu'offrent les séries azoïques.

Enfin, il faut remarquer que le métamorphisme régional affecte fréquemment les roches du Briovérien, ce qui rend encore plus ardu le problème à résoudre.

Dans de telles conditions il m'a semblé qu'il fallait essayer à la fois de dégager les grandes lignes de la stratigraphie et de la tectonique du Briovérien et d'apparenter les divers niveaux tectoniques, voire stratigraphiques.

Pour juger des méthodes à utiliser, il est bon de considérer ce qui est observable dans le Briovérien. Or trois actes sont toujours possibles : *l'analyse tectonique, l'étude sédimentologique, l'examen pétrographique;* ces trois chapitres de recherche ont été tentés, toutefois inégalement : c'est surtout sur les méthodes de sédimentologie et de tectonique qu'ont porté mes efforts et c'est de ces méthodes qu'il sera traité dans ce chapitre.

Il y a un peu moins d'un demi-siècle, un éminent géologue particulièrement versé dans la connaissance des terrains précambriens, Van Hise, énonçait (1909, p. 98) par ordre d'importance quelques-unes des règles auxquelles il faut recourir quand on se livre à des recherches stratigraphiques dans des terrains dépourvus de fossiles caractéristiques : on doit rechercher les caractères lithologiques, la continuité et l'extension des formations, leur similitude, l'analogie dans la succession des couches, la recherche des dépôts d'origine comparable, les discordances, le rapport des roches sédimentaires avec les roches intrusives, le degré de métamorphisme et de déformation.

Si tout cela n'est pas nouveau, il convenait pourtant de ne pas perdre de vue ces conseils. Par ailleurs, de nouvelles méthodes ont été découvertes depuis le début de ce siècle, et qui ont fait leurs preuves. J'exposerai donc les principales d'entre elles, et surtout celles auxquelles j'ai eu recours.

§ 1. — MÉTHODES DE SÉDIMENTOLOGIE

Ces méthodes ont, entre autres applications, celle de permettre de déterminer le sens des couches. Dans des séries redressées où n'apparaissent pas les charnières, connaître le sens des couches est un critère particulièrement intéressant.

Sans doute faut-il tout de suite mettre le lecteur en garde contre une des illusions qui pourrait le guetter s'il espère que ces méthodes vont lui apporter une vue lumineuse et immédiate. En effet, le Briovérien se montrant en plis extrêmement serrés (comme on le verra au chapitre XIV : Tectonique), le sens des couches varie assez rapidement et l'application de la méthode est d'une portée limitée : elle ne peut être utilisée que pour les seules coupes bien dégagées et continues, ce qui est, rappelons-le, assez rare. Le relevé de ces coupes devra être obligatoirement très minutieux et nécessitera des observations presque pas à pas. Mais notons tout de suite la fécondité de la méthode : c'est par elle que j'ai acquis l'évidence de la multiplicité des plis, en particulier dans la coupe de la vallée de la Laize qui sera décrite à la fin de ce chapitre.

Pour connaître le haut et le bas d'un banc, on peut faire appel à plusieurs critères : les uns sont purement sédimentologiques, les autres sont plutôt liés à la tectonique, mais aussi en rapport avec la sédimentologie.

Parmi les caractères du premier groupe, j'ai surtout observé les « *ripple-marks* », la *stratification entrecroisée,* le « *graded bedding* ».

Parmi les caractères du second groupe : *l'étude des plissottements qui se produisent dans un banc moins résistant constitué par un sédiment plus meuble, généralement schisteux, entre deux bancs plus résistants, grès ou quartzites :* les auteurs anglo-saxons utilisent l'expression avantageuse de « *incompetent bed* » et « *competent bed* » pour désigner ces deux types de couches que la tectonique affecte. Les plissottements produits, analogues aux plissements disharmoniques de M. LUGEON, sont appelés, dans la littérature de langue anglaise, « *drag-folds* ». Cette expression offre l'avantage de donner une définition dynamique qui suggère l'image de leur genèse, tandis que le terme « disharmoniques » met l'accent sur la non-conformité de ces plis avec le style tectonique, ce qui rejoint l'expression d'« incompetent ».

1. RIPPLE-MARKS.

L'un des caractères les plus communément employés pour rechercher le sens des couches est celui des ripple-marks. Par « ripple-mark », on désigne une surface ondulée sculptée à la surface de certains bancs. Ces rides sont produites soit par le vent, soit par l'eau en mouvement (courants ou vagues) : mais les ripple-marks d'origine éolienne sont plus rares.

La littérature concernant ces ripple-marks est abondante : il y a trente ans, KINDLE et EDWARDS (1924) donnaient déjà plus de 200 références sur ce phénomène[1].

Les types de ripple-marks formés sous l'eau, les seuls que j'ai rencontrés jusqu'ici dans le Briovérien, sont très variés. Toutefois, qu'ils soient d'oscillation ou de courant, ils présentent des

---

[1] Déjà en 1899, SEDERHOLM décrivait des ripple-marks dans les roches de Fenno-Scandinavie (p. 98).

traits communs qui permettent, de façon certaine, de déterminer le haut et le bas d'un banc : ces traits sont la *position des crêtes* et la *répartition des éléments grossiers.*

Les rides des ripple-marks forment des crêtes plus ou moins aiguës, séparées par des creux concaves à plus large courbure. Or la pointe des crêtes est toujours orientée vers le haut du banc. Ainsi l'observation de ce phénomène à la surface d'un banc doit-elle conduire à une interprétation relativement aisée du sens de la couche. Malheureusement ceci n'est que théorique : il arrive en effet que, la plupart du temps, les ripple-marks aient été érodés, si bien que la distinction entre les crêtes devenues arrondies et la courbe des creux est rendue difficile : en coupe transversale, cette succession de courbes donne une sinusoïde qui serait d'interprétation équivoque si l'on n'avait la possibilité de recourir à une autre indication que voici.

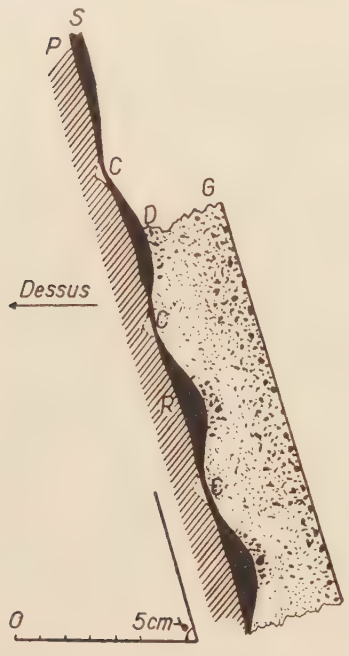


Fig. 1. — *Banc à ripple-marks d'oscillation de la vallée de la Laize, surmontant un banc à « graded-bedding ».*

Les couches sont renversées; la partie supérieure de la figure, d'après un échantillon recueilli, montre la facilité avec laquelle se séparent les bancs.

α : angle de pendage (70°) ; P : banc de phyllade ; S : schiste très fin (silt) ; G : banc de grès à « graded bedding » se séparant facilement du banc P ; C : crêtes érodées (érosion contemporaine de la sédimentation), les pointillés reconstituent l'état initial ; D : sédimentation plus grossière des dépressions.

Au cours de la formation des ripple-marks, les éléments grossiers se sont accumulés dans les creux des rides, et les éléments fins vers le sommet des crêtes. Aussi, en pratiquant une coupe dans un sédiment perpendiculairement au banc observé, il suffira de reconnaître les éléments grossiers pour en déduire l'existence d'un creux : dès lors, on dispose d'un critère facile et incontestable pour déterminer le sens des couches.

Les difficultés d'interprétation signalées se présentent aussi bien dans les ripple-marks d'oscillation que dans les ripple-marks de courant : pour ces derniers, les crêtes sont encore plus fréquemment arrondies. Mais là aussi la structure interne des rides permet de trouver le sens des couches, car on y observe habituellement une sorte de stratification entrecroisée qui, du reste, les caractérise (Kindle, 1917, p. 55). « Le feuilletage est incliné vers le bas suivant le courant et il est grossièrement parallèle à la pente la plus accusée de la crête.» (Shrock, 1948, p. 103.)

Dans de nombreux cas, les ripple-marks sont mis en évidence par une sorte de fissilité qui permet aisément de les dégager (cf. fig. 1). Cette séparation s'opère assez facilement, du fait que les ripple-marks, formés dans des sédiments sableux, ont été, après leur formation, envahis par la boue : c'est le principe même du moulage d'un banc schisteux dans un banc gréseux qui donne maintenant de bons affleurements de ripple-marks.

Lorsque cette préservation des ripple-marks n'a pas eu lieu, on trouve quelquefois dans des formations gréseuses des vestiges de ripple-marks qui sont soulignés par des traînées schisteuses concaves séparant parfois deux niveaux de grès dont les grains ont des tailles un peu différentes (cf. fig. 2).

Ce phénomène met en évidence, notons-le, le fait qu'il y a eu oscillation du niveau de la mer;

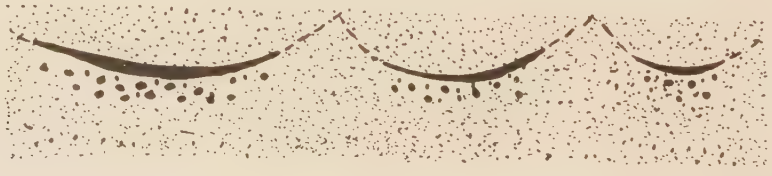


Fig. 2. — *Ripple-marks très érodés dont la trace n'est visible que par ce qui subsiste des creux :* sédimentation grossière recouverte de vase; le trait discontinu interprète la structure initiale avant érosion (D'après un échantillon provenant de la vallée de la Laize)

c'est par l'interprétation de ces lentilles schisteuses que l'on peut déduire une certaine discontinuité de la sédimentation.

Le vent, aussi bien que l'eau, ai-je dit ci-dessus, peut être cause de la formation de ripple-marks et j'ajoutai que les ripple-marks d'origine éolienne sont rarement conservés dans les sédiments (Bucher, 1919, p. 269; cf. aussi Bagnold, 1942, p. 144-187).

Examinons maintenant les critères permettant de différencier les ripple-marks d'origine éolienne de ceux d'origine aquatique. Ces critères sont au nombre de trois :

1. *La localisation des éléments grossiers;* ceux-ci sont situés au sommet des crêtes pour les ripple-marks éoliens, et non pas au fond des creux comme on l'a vu pour les ripple-marks aquatiques; et inversement, pour les éléments fins.

2. *L'aspect des grains et de l'émoussé;* là, toute la technique d'étude des sables apporte des arguments décisifs — mais cette méthode est longue.

3. *L'indice du ripple-mark;* à lui seul, ce critère suffirait; on appelle indice d'un ripple-mark le rapport de la distance entre deux crêtes successives à la profondeur maxima du creux entre ces crêtes. Les ripple-marks éoliens ont toujours des indices très élevés.

2. RILL-MARKS.

Je rapprocherai des ripple-marks, à cause de l'interprétation qu'on peut leur donner, certaines structures sédimentaires de la zone de balancement des marées que l'on désigne commodément par le terme de « rill-marks »; ce sont des formations de petites rigoles à la surface des plages à marée basse, par lesquelles l'eau rejoint la mer ou une flaque d'eau. Les « rills » sont des phénomènes ne se produisant que dans la zone de balancement des marées. Leur présence signifie l'existence d'une plage fossile; c'est donc un *important critère littoral,* l'un des meilleurs, sur l'importance duquel on ne saurait trop insister.

On notera, à ce propos, qu'il n'est pas toujours possible de tirer de ces phénomènes des indications paléogéographiques précises : car, sur un même rivage, l'eau peut s'écouler dans une direction autre que celle qui va à la mer; aussi j'estime qu'il n'est permis de conclure à la direction dans laquelle se trouve la mer que dans le cas où, pour une région assez vaste, les rills conservent une orientation générale constante, à condition qu'il n'y ait pas d'action tectonique ayant basculé un compartiment. Néanmoins, je pense que, dans certaines régions du Briovérien supérieur, on pourrait tenter par une investigation systématique de retrouver la direction de la mer et celle du rivage.

En tout état de cause, *les rill-marks, quel qu'en soit le type, sont de bons arguments pour trouver le haut et le bas d'une couche;* aussi je les ai utilisés conjointement avec les ripple-marks, en particulier pour les vallées de la Laize et de l'Orne.

Dans le traité de Shrock (1948, p. 129), on trouvera une classification des divers types de rills avec l'indication du sens de l'écoulement. On remarquera à ce sujet qu'il y a un moyen très simple de s'y reconnaître : si l'eau part dans des rides divergentes, les petits ruisseaux sont d'un

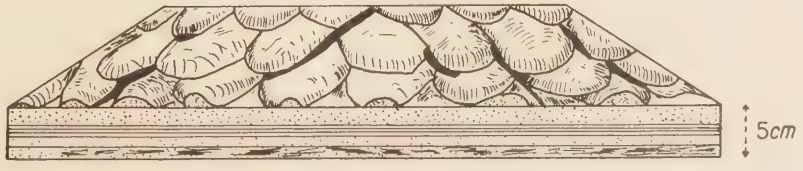


Fig. 3. — « *Rill-marks* » *lobés*
(D'après un échantillon provenant de la vallée de la Laize : Fontenay-le-Pesnel)

calibre décroissant, et inversement si l'eau conflue vers un seul rill majeur (c'est ce dernier type de rill qu'on trouve dans la vallée de la Laize).

Dans les traités on groupe avec les rill-marks des structures dues au front des vagues avançant sur une plage sableuse et produisant de petites rides courbes à convexité tournée vers la terre; dans la terminologie anglo-saxonne utilisée jusqu'ici pour ces caractères de sédimentation, elles sont désignées sous le nom de « *swash-marks* » par les auteurs tels que Shrock (*op. cit.*) : ce sont les «*croissants de plage* ». Je n'ai pu en observer avec certitude dans le Briovérien.

3. STRATIFICATION ENTRECROISÉE.

La stratification entrecroisée est assez peu développée dans le Briovérien; on ne la trouve que dans de petits lits de faible épaisseur. On l'observe ça et là sans qu'il soit possible dans l'état actuel des connaissances de déterminer les régions où elle apparaît principalement.

Toutefois j'ai trouvé les plus beaux spécimens de ce mode de sédimentation au sud de la zone du Briovérien métamorphisé par le granite de Vire-Carolles (aux environs de Montigny, Manche).

La stratification entrecroisée constitue un caractère des plus utilisés par les géologues pour déterminer le sens des couches[1]. Je n'ai donc pas négligé ce point lorsque, rarement il est vrai, l'occasion s'en est présentée.

4. GRADED BEDDING.

La notion de « graded bedding » doit être attribuée aux géologues anglais et américains: la concision et la précision de ce terme dispensent de le traduire.

La plus ancienne observation de cet ordre semble bien être due à Bailey qui, à propos du Précambrien d'Écosse et du Bouclier Canadien, écrivait : « J'ai reconnu pour la première fois un graded bedding et sa signification comme critère de succession dans un quartzite gréseux... au printemps de 1906... Je n'ai jamais perdu de vue cette observation ».

Le terme de « graded bedding » entre progressivement dans la littérature et fait l'objet de descriptions qui mettent en évidence son importance dans les traités de langue anglaise. Leith (1913, p. 132) le mentionne dans la première édition de sa *Géologie structurale;* puis trois ans plus tard, Cox et Dake (1916, p. 50) prétendent que, sous la direction de W. O. Hotchkiss, la méthode du graded bedding était déjà employée dans le nord du Wisconsin.

C'est surtout à partir de 1927 qu'apparaît vraiment une utilisation systématique de la notion de « graded bedding » chez les géologues canadiens et américains; en cette année 1927, E. B. Bailey prend part à une excursion au Canada avec l'École d'été de Princeton sous la direction de R. M. Fields; et là, appliquant ses méthodes utilisées avec fruit en Écosse, Bailey montre tout ce que l'on peut tirer des caractères sédimentaires tels que graded bedding et stratification entrecroisée [2].

Le principe du « graded bedding » est le suivant : dans un banc de sédiment clastique où l'on observe une inégalité de la grosseur des éléments classés et répartis avec une certaine régularité, la texture va de la partie la plus grossière vers la partie la plus fine : la partie la plus grossière correspond à la base du banc. Comme le note Shrock, « quand cela se répète un grand nombre de fois en une succession ininterrompue, il faut conclure que ce caractère est dû à des causes identiques » (1948, p. 78).

---

[1] Une application des plus remarquables est due à Shackleton (1940).

[2] Pour utiliser fructueusement cette méthode, un certain nombre d'articles et de notes importantes doivent retenir l'attention; les voici chronologiquement : Barrell (1917, p. 799), Collins (1925, p. 66-67), Tanton (1926, p. 44-45), Bailey (1930), Grout (1932, p. 261), Allison (1933), Belyea (1935), Belyea & Scott (1935), Douglas, Milner & Mac Lean (1937), Shenon & Mac Connel (1940), Gruner (1941, p. 1621), Lahee (1941, p. 89-90), Nevin (1942), Billings (1942, p. 72), Kuenen & Migliorini (1950), Kuenen 1953).

Sederholm a utilisé cette méthode pour les vieilles séries sédimentaires de Fenno-Scandinavie. D'un autre côté, Pettijohn, qui a étudié la sédimentation archéenne, n'a pas manqué de signaler l'existence du graded bedding dans l'Archéen (1943). J'étais donc en droit de supposer que ce phénomène jouerait un rôle important dans les séries du Briovérien, ce qui s'est avéré exact.

Cette sédimentation rythmique peut être due à des causes diverses : *la subsidence rythmique ou les variations marégraphiques en relation avec une variation de la masse des eaux marines constituent les principales de ces causes dans le cas du Briovérien.* Il s'y ajoute aussi les *variations climatiques,* saisonnières vraisemblablement. La théorie de Kuenen (1950) peut aussi éclairer certains aspects du problème.

En outre, on ne peut contester la possibilité de mouvements tectoniques accidentels, tels que tremblements de terre ou raz de marée (cf. Bailey, 1930, p. 89), car on constate parfois que certaines séries rythmiques sont accompagnées de petites failles contemporaines de la sédimentation dont la cassure nette et franche s'apparente assez aux mouvements de réajustement accompagnant les tremblements de terre. Ce n'est là qu'une hypothèse supplémentaire et de moindre importance, mais elle souligne la complexité du problème de l'analyse de l'origine de ces formations rythmiques si fréquentes dans le Briovérien.

Le « graded bedding » est un phénomène observable même dans les roches fortement plissées où la déformation est intense, car, comme le notait Leith (1923*a*, p. 288), il y a toujours moyen de se rendre compte de ce que la roche a été : il subsiste des éléments témoignant de la roche originelle et permettant de la reconstituer par la pensée dans son état primitif; c'est pourquoi, dans des séries alternantes, même métamorphisées, on peut toujours espérer retrouver le « graded bedding » (comme je l'ai signalé ci-dessus à Montigny, Manche).

Cela est parfois difficile car la *méthode du « graded bedding » cesse d'être valable sans correctif dans les formations métamorphiques* où se développent des éléments porphyroblastiques de néo-formation, dans les *parties phylliteuses des phyllades,* ce qui a pour effet de produire une inversion apparente du « graded bedding », ce que Shrock (1948) appelle « *reversed bedding* ».

Selon Grout (1932, p. 356), les phénocristaux apparaissent dans l'ordre suivant : chlorite, séricite et muscovite, grenat, staurotide, andalousite et cordiérite. Mais un observateur averti constate que dans les parties gréseuses les éléments grossiers occupent toujours visiblement la base du banc, car dans un grès transformé en quartzite les éléments gardent le même calibre. L'existence du « reversed bedding » incite cependant à un examen toujours plus minutieux. Quant aux déformations contemporaines de la sédimentation, elles subsistent évidemment inchangées. En sorte que le « graded bedding » est un facteur auquel on peut toujours espérer recourir dans le Briovérien.

5. PHÉNOMÈNES DE RAVINEMENT ET COULÉES BOUEUSES DANS LES SÉDIMENTS HYDROPLASTIQUES.

On trouve encore dans le Briovérien d'autres phénomènes de sédimentation susceptibles de contribuer à déterminer le sens des couches, en particulier certains phénomènes de ravinement. Ils ont été signalés par Sorby (1908, p. 197) et plus récemment décrits par Shrock (1948, p. 156 et *sq.*) sous le nom de « *flow-casts* ».

Ces phénomènes ne se produisent que dans *les sédiments meubles gorgés d'eau et ayant une consistance telle qu'ils ont une plasticité de corps semi-liquides.* Lorsque de tels sédiments cèdent sous la charge des terrains qui les recouvrent, ils deviennent fluants. Le lit qui en résulte montre alors des structures typiques, lobées irrégulièrement, où le sable tourbillonnant modèle la surface du lit boueux sous-jacent : ainsi le lit de grès ravinant la surface du schiste suivant les figures de « flow-cast » décrites par Shrock permet de trouver le sens des couches : il suffit de recon-

naître le lit de grès et de voir comment il ravine le schiste. Ces « flow-casts » ne sont conservés qu'à la partie inférieure des bancs de grès [1].

Les travaux de KUENEN signalent ces phénomènes sous le nom de « *load-casts* », « *pockets* », etc., et les considèrent comme étant dus à des *courants de turbidité.*

§ 2. — MÉTHODE MIXTE : SÉDIMENTOLOGIQUE ET TECTONIQUE

La méthode suivante a été placée à part, séparée des précédentes, parce qu'elle fait appel à des données d'ordre tectonique : mais elle ne peut être rangée dans les méthodes tectoniques puisque le phénomène ne se produit qu'en fonction de la nature du sédiment, à l'exclusion des couches voisines.

« DRAG-FOLDS » OU PLISSOTTEMENTS DISHARMONIQUES.

Les « drag-folds » ou plissottements disharmoniques sont de petits plissements dus à un étirement : telle est la signification étymologique du terme anglais. Comme il a été dit, ce *terme désigne de petits plis produits dans un banc par le glissement des couches les unes sur les autres :* ces plis ne peuvent se produire que dans des *sédiments relativement plastiques* qui doivent subir un étirement contraire de la partie supérieure et de la partie inférieure du banc. Ce sont des structures qui, par leur genèse, s'apparentent aux joints dont il sera traité par la suite. L'orientation de ces plissottements est liée au sens du mouvement.

L'expérience a montré en effet que ces « drag-folds » ont une signification structurale importante; on était d'ailleurs en droit de le supposer *a priori* puisque les forces qui les ont engendrés sont liées à celles qui ont produit le pli. La force de compression est la même que celle qui produit la schistosité : elle est parallèle à l'axe *c* et perpendiculaire au plan *ab*. L'étirement de la matière se fait suivant l'axe *a*, enfin le plan de schistosité est parallèle au plan *bc, le plan axial des « drag-folds » est, lui aussi, parallèle au plan axial du pli.*

C'est là une application de la règle de Pumpelly (PUMPELLY, WOLFF & DALE, 1894, p. 154), suivant laquelle le degré de plongement et la direction d'un pli sont souvent indiqués par ceux des axes des plissements mineurs latéraux. GRUNER a ajouté d'autres remarques : non seulement les « drag-folds » permettent de déterminer le plan axial et de situer la position relative des charnières anticlinales ou synclinales, mais encore la présence de « drag-folds » indique habituellement la proximité de la charnière principale; Gruner ajoutait, à cet égard, une remarque fort intéressante : « l'expérience a montré à l'auteur que plus un affleurement donné est proche de la crête ou du creux d'un pli majeur, plus les « drag-folds » sont nombreux, toutes conditions égales par ailleurs » (1941, p. 1621).

Malheureusement, comme pour la plupart des règles générales énoncées concernant un domaine aussi complexe que celui de la tectonique, la règle de Pumpelly et les remarques de Gruner doivent être appliquées avec une grande circonspection. Gruner, lui-même, attire l'attention sur la possibilité de la signification contradictoire des « drag-folds » et sur le fait que les plissottements disharmoniques manquent parfois sur le flanc d'un pli majeur. Il faut donc, pour éviter tout risque d'erreur dans l'utilisation de telles données structurales, recourir à des critères complémentaires tels que la convergence de la direction des couches ou des pendages de la schistosité, permettant de s'assurer de la validité des conclusions découlant de l'observation des « drag-folds » : ces conclu-

---

[1] L. DANGEARD (1949) a décrit des phénomènes analogues dans le Cambrien au sud de Caen.

sions ne sauraient en effet, en aucune manière, s'opposer à des données structurales de haute probabilité.

Ces réserves faites, on peut dire que, d'une manière générale, les plissottements disharmoniques doivent être considérés comme un facteur important de l'analyse structurale[1]. Il me paraît hautement significatif que ce soit à des auteurs dont les travaux ont été consacrés à l'étude des problèmes du Précambrien du Canada que nous devions cette méthode d'investigation en géologie structurale. Les résultats qu'ils ont obtenus justifient le crédit que l'on peut assurer à ces méthodes.

§ 3. — MÉTHODES TECTONIQUES

Les principales méthodes tectoniques que j'ai employées ont été : *l'étude de la schistosité, la mesure des directions et des pendages* des couches et des joints avec les diagrammes en résultant, *la recherche de l'axe des plis* (axe B).

1. ÉTUDE DE LA SCHISTOSITÉ.

C'est un élément important de la connaissance du Briovérien. On peut y avoir recours chaque fois qu'il n'est pas possible d'observer directement les plissements en suivant les couches dans l'espace. Or, c'est très particulièrement le cas du Briovérien où, comme on le sait, non seulement les affleurements sont en nombre très limité, mais encore les couches, souvent très redressées, offrent rarement des charnières importantes. Le plus souvent en effet, les charnières visibles, anticlinales ou synclinales, sont d'importance secondaire et n'affectent que les flancs d'unités majeures. Dans ces conjonctures, la schistosité apporte de précieuses indications comme l'ont établi les travaux si importants de P. Fourmarier.

Depuis les travaux de Sharpe (1847, p. 74) et de Sorby (1853, p. 137), une abondante littérature a montré l'intérêt de cette question dont J. Goguel (1945) a donné une bibliographie considérable dans une étude sur l'origine mécanique de la schistosité. Je me référerai principalement aux conclusions de P. Fourmarier qui a apporté des lumières nouvelles sur la schistosité et sur sa signification.

Le terme de schistosité est souvent confondu par les auteurs de langue anglaise, spécialement les Américains, avec le terme de « cleavage » qui prévaut chez eux; mais, comme l'a fait remarquer fort pertinemment E. M. Anderson (1948, p. 100), c'est un mot qui, par l'extension qui lui a été donnée dans la littérature, perd toute signification précise. Tandis que le terme de « schistosité » désigne de façon infiniment plus exacte les cassures qui affectent la roche et suivant lesquelles elle se débite en feuillets parallèles, ordinairement obliques à la stratification. C'est d'ailleurs là la définition de É. Haug (1907, p. 227) et celle aussi de A. de Lapparent (1906, p. 686) [cf. Fourmarier, 1953, p. B276].

Si, ordinairement, la schistosité est oblique par rapport à la stratification, bien souvent dans le Briovérien elle lui devient parallèle; mais ce fait est commun aux séries isoclinales (sauf évidemment dans les charnières) comme l'a montré P. Fourmarier (1949, p. 570 et 1952, p. 182).

La schistosité se distingue donc des autres fractures sans rejet appréciable dont il sera question plus loin sous la désignation de « joints ».

Ainsi que l'a écrit P. Fourmarier, à une époque où le terme de schistosité n'avait pas encore prévalu (1936, p. M106) — « le clivage schisteux résulte d'une tendance à l'orientation de la matière

---

[1] J'ai consulté en particulier : Leith (1923, p. 176-181), B. & R. Willis (1934, p. 97-99), Billings (1942, p. 76-82), Wilson (1947, p. 263-302).

sous l'action des poussées tangentielles; dans une coupe verticale, il doit s'accorder à l'allure même des plis ». Schistosité et plissement sont donc intimement liés, celle-là étant en partie la conséquence de celui-ci; c'est un fait établi par l'observation et démontré généralement par les tectoniciens que la schistosité est pratiquement parallèle au plan axial. Habituellement, la symétrie étant triclinique et l'axe du pli n'étant pas horizontal, il en résulte que la schistosité n'est pas parallèle à la stratification; il en est de même d'ailleurs dans des séries isoclinales dont l'axe des plis est oblique. Par contre, dans la zone de racines de plis, on observe encore que la schistosité est subparallèle à la direction de l'axe du pli et à la stratification (cf. FOURMARIER, 1949, p. 573), bien que LEITH ait affirmé n'avoir jamais vu de clivage parallèle à la stratification (1923, p. 128).

En un mot, la symétrie la plus habituelle est la symétrie triclinique, d'où il résulte que le plan de la schistosité coupe le plan stratigraphique; le même phénomène se produit avec la symétrie monoclinique quand les axes plongent; dans ce cas, fréquent dans les séries isoclinales du Briovérien, l'angle aigu que forme la schistosité avec le plan de la stratification indique le sens de plongement de l'axe dans les anticlinaux, et inversement dans les synclinaux, ce qui a pu me donner des indications rapides et précises dans les nombreux cas où l'axe du pli n'est pas très évident.

La schistosité est donc une donnée structurale importante puisqu'on en peut déduire l'orientation générale d'un pli. Je rappellerai brièvement à cet égard que la distribution générale de la schistosité sur des superficies étendues demeure constante. C'est ce que l'on appelle « *schistosité régionale* » (P. FOURMARIER, 1948). On comprend alors tout l'intérêt qu'il y a à effectuer des mesures nombreuses de la schistosité qui permettront non seulement de déterminer la schistosité en un point (schistosité locale), mais encore de déduire la schistosité régionale d'après la fréquence des mesures parallèles à la direction de cette schistosité.

La schistosité est un phénomène mécanique, non seulement d'origine dynamique, ce dont je viens de rappeler les conséquences, mais encore d'origine statique (FOURMARIER, 1923).

On sait en effet que la schistosité n'a pu se produire que lorsque la roche affectée par la schistosité était surmontée par une charge suffisante évaluée à 5.000 ou 6.000 mètres d'épaisseur en moyenne. Suivant la profondeur à laquelle une roche a été plissée, il en résultera une intensité plus ou moins grande de la schistosité. Celle-ci s'étagera de la zone superficielle dépourvue de schistosité, à la zone très profonde de foliation, en passant par des degrés de plus en plus marqués : schistosité de fracture, schistosité de flux, microplissement (FOURMARIER, 1951*b*). On arrivera même à déterminer des fronts de schistosité et, quand ceux-ci s'ordonneront plus ou moins parallèlement à une direction générale, se succédant aux affleurements dans un ordre déterminé, se répétant symétriquement de part et d'autre d'une zone qu'on pourra considérer comme axiale, il sera possible d'en déduire la présence d'un pli majeur. Si ce pli majeur a une orientation différente des plissements postérieurs, on pourra même considérer le développement successif de la schistosité comme spécifiquement propre aux roches étudiées, en l'occurrence au Briovérien.

On trouvera l'application de ce raisonnement à propos du Briovérien inférieur et du Briovérien moyen, et l'on verra que les résultats coïncident avec des observations d'ordre différent, justifiant donc, à mon sens, cette manière de voir dont je n'affirme la validité que dans le cas du Briovérien et dans le cas où les plissements ultérieurs n'ont pas modifié de façon considérable le style tectonique général, ce qui est le plus fréquent en Normandie.

Évidemment, il faut apporter quelques nuances dans l'estimation de la schistosité : si le phénomène ne se produit que sous l'effet d'une charge statique, il varie d'intensité suivant la nature de la roche affectée : il est alors bien évident que le front de la schistosité sera atteint plus rapidement dans des schistes que dans des quartzites, aussi P. Fourmarier a-t-il introduit la notion de « retard » [1].

L'étude de la schistosité permettra parfois de mettre en évidence l'intensité de l'érosion

[1] On trouvera ces notions résumant tous ses travaux antérieurs dans un exposé synthétique de P. Fourmarier à la Société géologique de Belgique (1952).

dans une phase prétectonique, puisqu'on peut déduire de cette étude l'épaisseur approximative des séries qui ont pu recouvrir les roches affectées par cette schistosité. Des comparaisons avec des régions voisines, également plissées mais où l'érosion a été moindre, apporteront à cet égard d'intéressantes conclusions (FOURMARIER, 1934). Ceci peut être particulièrement instructif pour le Briovérien supérieur de Normandie.

De l'étude structurale de la schistosité dans une région, on peut encore tirer d'autres indications sur l'existence probable de synclinaux ou d'anticlinaux. P. Fourmarier a tenté d'établir à cet égard des règles fort judicieuses. De cette note de P. Fourmarier où était déjà exposée la théorie sur la schistosité qu'ensuite il a magistralement développée et exposée dans de nombreuses publications ultérieures, on peut retenir un certain nombre de points : « la valeur de l'inclinaison du clivage dépend de l'intensité du déversement »; de plus, « la pente du clivage est moindre sur le flanc redressé » (1936, p. M 108). Enfin, dans les séries renversées, le pendage des couches est plus élevé que l'inclinaison de la schistosité. A cela, P. Fourmarier ajoutait une règle assez approximative, mais du plus grand intérêt, sur l'allure de la schistosité dans les anticlinaux et dans les synclinaux : dans le cas de plis peu serrés, « le clivage, écrivait-il, a une allure en éventail convergent vers le bas dans les anticlinaux, et, par voie de conséquence, une disposition en éventail convergent vers le haut dans un synclinal » (1936, p. M 109-110).

Bien que les séries du Briovérien soient en plis généralement assez serrés, cette règle me paraît leur être applicable en bien des cas. Pour l'établir, j'ai utilisé différentes méthodes : méthodes stratigraphiques en particulier dans de bonnes coupes continues de 1 à 2 kilomètres où il est possible de suivre le sens des couches (haut et bas) et leurs variations; mesure des axes et directions des couches, mesures de joints (ces méthodes seront exposées ci-après). J'ai pu ainsi déterminer la succession des anticlinaux et synclinaux et constater que j'obtenais des conclusions à peu près identiques en appliquant la règle énoncée par P. Fourmarier. Une seule fois, dans la vallée de la Laize, au lieudit la Vallée, j'ai trouvé ce principe en défaut : mais des investigations plus poussées m'ont fait découvrir qu'il existait en ce lieu une faille oblique, liée selon toute vraisemblance aux mouvements hercyniens et produisant un certain rejet. Ceci n'invalide en rien la règle proposée par P. Fourmarier qui ne peut être invoquée, dans le cas de plis serrés, que dans la mesure où il n'existe pas d'accidents tels que pli-faille, faille de rejet ou charriage, accidents assez fréquents, je le reconnais, dans le Briovérien.

En définitive, si j'ai adopté cette dernière méthode, et si je la préconise, ce n'est pas sans la réserve expresse qu'elle doit être utilisée avec circonspection : cela n'a rien d'une règle mathématique absolue.

Ainsi j'ai été amené à étudier de près les diverses formes de la schistosité et de son évolution vers les zones profondes. On pourra constater le profit qui a été tiré de ces notions, et juger de l'importance des trois zones de schistosité qui se rencontrent dans l'X [1] :

1. *Zone à schistosité de flux;*
2. *Zone à microplissement;*
3. *Zone à foliation* [2].

L'étude de la schistosité ouvre donc des perspectives fort séduisantes; les vastes possibilités qui en découlent pour l'analyse tectonique dans le domaine des vues d'ensemble, donnent une valeur de premier rang à la méthode de P. Fourmarier auquel je suis très redevable.

---

[1] A mon sens, la zone de schistosité de fracture est déjà dépassée, les niveaux tectoniques les plus élevés de l'X sont à la limite des zones de schistosité de fracture et de schistosité de flux.

[2] Ce terme est équivalent à celui créé par DALY (1917, p. 375) : *bedding foliation.*

2. ÉTUDE DES JOINTS.

Les joints sont des fractures qui interrompent la continuité physique de la roche sans interrompre la continuité géométrique d'un même banc, ce en quoi les joints se distinguent des failles [1].

Par cette définition fort large, nous évitons de prendre position sur la genèse des joints, ce qui nous entraînerait à une discussion des plus complexes; depuis les travaux de Heim (1878), une littérature abondante traite de ce problème, mettant en évidence son importance [2]. L'interprétation de l'origine des joints est fort délicate, l'unité est loin d'être faite sur ce point : les couches horizontales ne sont-elles pas déjà affectées par des diaclases liées à des tectoniques antérieures lorsqu'un nouveau plissement les modifie pour leur imprimer l'image du mouvement?

Quelle que soit l'explication génétique proposée sur la formation des joints, il est incontestable que ceux-ci sont liés aux mouvements tectoniques qui ont déterminé la position actuelle des roches dans l'espace.

Aussi ai-je utilisé la connaissance des joints selon deux points de vue : l'un consistant à déterminer le mouvement relatif des couches, l'autre visant à une analyse structurale plus complète.

a. Mouvement relatif.

Lorsqu'on examine les joints orientés plus ou moins suivant la normale au plan de stratification [3], on constate que ceux-ci sont généralement à double convexité. Ce sont les « *shear planes* » des auteurs anglais; ce mouvement relatif ne concerne d'ailleurs pas seulement le « shear cleavage », mais aussi le « fracture cleavage » [4].

En effet, lorsque deux bancs glissent l'un par rapport à l'autre pour prendre la courbure du plissement, chaque banc se comporte avec une certaine indépendance par rapport au voisin, surtout dans les séries lithologiques où les bancs de nature différente alternent : schistes et grès ayant des épaisseurs dont on peut fixer l'épaisseur moyenne entre 25 et 40 centimètres. La matière relativement plastique a tendance à s'orienter; les phénomènes d'étirement et d'orientation des grains de la matière, observés au microscope, parfois visibles à l'œil nu, en sont la preuve; il en résulte qu'à la limite de chaque banc, un peu de la matière du banc est entraînée par le voisin (voir la représentation schématique du phénomène : fig. 4).

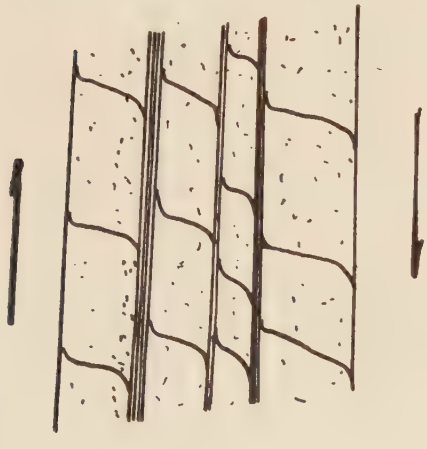


Fig. 4. — *Schéma montrant la relation entre le mouvement tectonique et les joints, ici figurés en coupe.*

Ceci s'observe dans les bancs que la littérature anglaise désigne avec bonheur par « competent beds », ainsi que je l'ai déjà signalé. Ces bancs sont les bancs les plus résistants, phyllades gréseux et grès grossiers (grauwackes des anciens auteurs). La lecture de ces joints offre immédiatement une image du mouvement.

---

[1] On trouvera une intéressante classification des joints dans Lahee (1941, p. 244).

[2] Sur la genèse des joints, consulter B. Sander (1948, p. 101 et suiv.).

[3] Ce sont des joints qui, selon P. Fourmarier (1944, p. 490), doivent être considérés comme des diaclases et, par conséquent, comme préexistant au plissement.

[4] Mead (1940, p. 1010) a montré l'excellence de ce critère que constituent les joints pour déterminer le sens du mouvement.

B. et R. Willis (1934, p. 36) ont montré tout l'intérêt de cette observation minutieuse, que les couches soient renversées ou non.

En règle générale, je propose l'interprétation suivante : dans un banc donné, le plan *ab* d'un joint (cf. fig. 5) indique la position relative de la charnière anticlinale et, par voie de conséquence, la direction du synclinal. Si le point *b* de ce plan monte et si le point *a* descend (cf. I et III de la fig. 5), l'anticlinal est à gauche. Dans le cas contraire (II de la fig. 5), l'anticlinal est à droite, d'où la règle pratique que je propose : pour trouver l'anticlinal, partant du bord le plus élevé du plan du joint, il suffit de suivre la direction de la couche vers le haut; la courbure de la charnière anticlinale cherchée se replie vers la surface du banc opposée à celle d'où l'on est parti.

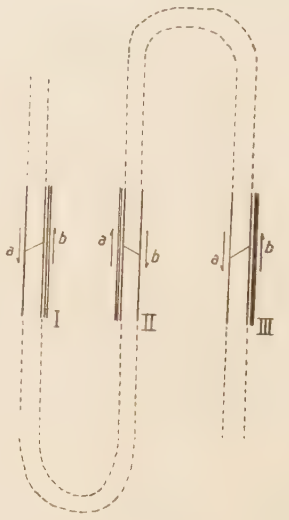


Fig. 5. — *Schéma illustrant la règle proposée pour trouver la position de la charnière anticlinale la plus proche d'après la disposition des joints.*

b. Étude statistique des joints.

L'étude des joints conduit à d'intéressants résultats statistiques. Pour cela, j'ai effectué de nombreuses mesures de joints (ou diaclases pour certains auteurs), car, ainsi que l'a écrit J. Goguel (1952, p. 54) : « il n'est pas douteux que des recherches systématiques de diaclases ne puissent apporter des renseignements très intéressants ».

Dès 1929, cette méthode était utilisée par F. A. Melton aux États-Unis d'Amérique. Mais c'est avec Müller (1933) qu'a été soulignée la nécessité de considérer les joints comme des expressions essentielles de la tectonique dans les trois dimensions de l'espace. Pour traduire graphiquement l'attitude spatiale des joints, Müller avait recours à la représentation stéréographique du réseau de Schmidt (1925), méthode qui fut utilisée en France par H. de Cizancourt (1947).

Cette méthode d'analyse des joints est née des systèmes de « *petrofabric* » que B. Sander a inventés (1911) puis développés par la suite.

La méthode de projection stéréographique permet une statistique de l'orientation des grains. Elle peut être utilisée en tectonique, non seulement parce qu'elle fournit une image statistique dont la lecture est immédiate, mais encore à cause du lien qui existe entre le principe de la « petrofabric » et celui de l'analyse structurale. Les mouvements qui ont donné aux minéraux leur structure actuelle ont les mêmes causes que ceux qui ont produit l'orientation des minéraux qu'étudie le pétrographe à l'échelle microscopique et que le géologue observe dans les ruptures de la roche à l'échelle macroscopique; ces ruptures sont d'ailleurs tellement liées à la constitution granulaire de la roche que B. Sander a pu créer la pétromorphologie, la « *Gefügekunde der Gesteine* », où il étudie, du point de vue à la fois microscopique et mégascopique, la « Fabric » de la roche en fonction des actions dynamiques subies par cette roche qui est envisagée comme une entité complète [1].

Cette méthode de Sander a été reprise et mise au point par divers auteurs : en langue allemande, par Schmidt (1925), en langue anglaise, par E. B. Knopf et E. Ingerson (1938).

En 1951, H. J. Pincus a enrichi la méthode utilisée jusqu'alors d'une nouvelle technique : *le diagramme des coordonnées rectangulaires.*

Si la première méthode, utilisant la projection stéréographique, est assez universellement connue puisqu'elle est utilisée par les pétrographes et minéralogistes et que, pour les joints, on procède exactement comme pour les minéraux, il n'en est pas de même de la technique des coordonnées rectangulaires de Pincus, laquelle, plus récente, nécessite quelques explications.

---

[1] On trouvera la définition du mot « Gefüge » dans B. Sander (1930, p. 1).

Comme dans le stéréogramme où chaque joint est représenté par son pôle, dans la méthode de Pincus chaque joint sera représenté par un point défini par deux coordonnées : l'axe des abscisses est celui des directions, l'axe des ordonnées celui des pendages. Les mesures de directions et pendages étant faites en degrés, on portera sur les axes des longueurs correspondant à des degrés. L'origine, intersection des axes de directions et pendages, représentera un joint de direction nord-sud et de pendage vertical.

En sorte que, dans le quadrant supérieur gauche, seront portés les joints ayant un pendage est et une direction nord-ouest; dans le quadrant supérieur droit, ceux de pendage est et de direction nord-est; dans le troisième quadrant, ceux de pendage ouest et de direction nord-est; enfin, dans le quatrième quadrant, les joints de pendage ouest et de direction nord-ouest.

La mesure du nombre de joints s'effectue au moyen d'une grille carrée mobile dont le côté (t^0) sera défini conventionnellement de manière que, si la répartition des points était uniforme, il y ait un minimum m de points dans la grille mobile défini par le rapport :

$$m = \frac{N \cdot (180)^2}{(t^\circ)^2}$$

N étant le nombre de points, $(180)^2$ la surface du diagramme évaluée en degrés.

Voici d'ailleurs la table donnée par l'auteur (Pincus, 1951, p. 98); ce minimum m sert de nombre de base pour la construction du contour : le premier contour joint les points m; puis le contour suivant, les points $2m$, etc. (fig. 6).

TABLEAU DES PROPRIÉTÉS DES MAILLES DE TAILLES DIVERSES DU RÉSEAU DE PINCUS

(D'après H.-J. Pincus, 1951, p. 98)

t°	k	r	a	m	N
60	9	30	11,1	5	45
45	16	22,5	6,25	5	80
30	36	15	2,8	5	180
20	81	10	1,24	5	405

t° = longueur, exprimée par le chiffre correspondant à celui des degrés, du côté du carré utilisé pour les mesures.

k = nombre de carrés contenus dans le diagramme.

r = distance exprimée en degrés, comme pour « t », entre les centres adjacents du carré de mesure déplacé parallèlement aux axes $\left(r = \frac{t}{2}\right)$.

a = pourcentage de l'aire totale du diagramme contenu dans le carré de mesure $\left(a = \frac{100}{k}\right)$.

N = nombre total de points nécessaires pour construire un diagramme $(N = km)$.

Fig. 6

L'une et l'autre des représentations que je viens d'exposer offrent des avantages : *le réseau stéréographique de Schmidt permet de voir du premier coup d'œil la position des joints dans l'espace; la méthode de Pincus, plus abstraite, ne présente pas cet avantage, par contre elle met en*

évidence la fréquence des directions et pendages grâce aux courbes de fréquence : il suffit pour cela d'additionner les points suivant les colonnes verticales ou horizontales, verticalement pour avoir la courbe de fréquence des directions, horizontalement pour obtenir celle des pendages.

Quant au choix des joints, MÜLLER (1933) suggère que la méthode la plus sûre consiste à ne faire aucune sélection parmi les joints que fournit une localité donnée, mais à les mesurer tous. Je n'ai donc fait aucune sélection, mais ai recueilli les données au hasard des circonstances. Au début de mes recherches j'avais relevé tous les joints visibles, alors même que je n'envisageais pas encore leur interprétation statistique, dans l'ignorance où j'étais des travaux de Pincus : néanmoins, je pressentais l'importance de ces mesures. Je dois ajouter qu'il m'est arrivé, faute de temps, pour certaines régions moins étudiées, de ne pas effectuer toutes les mesures de joints possibles, cependant elles sont en nombre suffisant pour établir des diagrammes.

Pratiquement, cette méthode n'a pas encore été exploitée à fond : prendre appui sur une méthode encore nouvelle pour un premier déchiffrement du Briovérien eût été un risque que j'ai hésité à assumer. Mais après plusieurs années de recherches, je me propose ultérieurement d'utiliser cette méthode systématiquement.

Les premiers résultats obtenus par la méthode d'analyse statistique incitent en effet à développer cette méthode par de plus nombreuses mesures, car la direction des joints n'est pas quelconque, mais liée à la tectonique. Il faudrait que ces mesures comportent partout un nombre de joints qui atteigne un ordre de grandeur voisin de celui proposé par Pincus : 405, et il faudrait substituer un nombre de mesures supérieur aux 80 ou 45 diagrammes auxquels j'ai dû me limiter en plusieurs régions.

Cette limitation du nombre des joints pour l'établissement de diagrammes comparatifs a été dictée par le fait que, dans certains cas, je ne disposais pas de plus de 45 joints : j'ai alors dû réduire les données que je possédais lorsqu'elles étaient supérieures à ce nombre, de façon à établir les diagrammes dans des conditions à peu près identiques; l'élimination des joints en surnombre a été faite en sélectionnant parmi les localités celles qui étaient les plus représentatives de l'aire envisagée.

L'analyse tectonique et structurale par la méthode statistique des joints n'a donc été qu'esquissée. Une étude complète devrait comporter, outre des mesures nombreuses de joints, une étude comparée des divers épisodes tectoniques dans les divers étages afin de mettre en évidence la tectonique comparée, selon l'expression des auteurs suisses. Je me propose d'y revenir un jour, comme je viens de le dire. Au point où m'ont conduit mes travaux, j'ai la conviction que cette méthode apporterait de précieuses lumières pour résoudre de délicats problèmes, comme ceux de la différenciation entre le Briovérien et le Cambrien là où la discordance n'apparaît pas nettement.

3. ÉTUDE DE L'AXE DES PLIS.

L'une des conditions essentielles de la connaissance des plissements est, comme je l'ai indiqué incidemment, la représentation spatiale.

Celle-ci est facilitée par l'emploi de trois axes de coordonnées d'un ellipsoïde de référence. Conventionnellement, on admet que le grand axe de l'ellipsoïde est a : a est l'axe suivant lequel se produit l'allongement, le sens dans lequel la matière a subi un flux.

Perpendiculairement à l'axe a se sont exercées les forces qui ont comprimé l'ellipsoïde : ces forces sont orientées suivant l'axe c de l'ellipsoïde : il y a donc déplacement suivant les axes a et c : a est l'axe d'allongement, c est l'axe de compression.

L'axe b est l'axe perpendiculaire au plan ac de déformation. Suivant cet axe b il n'y a pas de déplacement important : c'est suivant l'axe b que s'est développé le pli : ainsi l'axe b se trouve être parallèle aux génératrices du pli.

L'expérience, dit B. SANDER (1948, p. 71), «apprend que, parmi toutes les rotations de ce

système d'axes tectoniques, les rotations autour de *b* prédominent, que, par conséquent, *b* est l'axe le plus constant et qu'il est très souvent horizontal ».

Toutefois, le cas où *b* est horizontal n'est pas un impératif de tous les domaines où il y a transport de masses de l'écorce terrestre : souvent *b* peut former avec l'horizontale un angle qui peut aller jusqu'à la verticale. L'axe *b* est souvent un axe de rotation autour duquel s'enroulent les plans de glissement : il devient alors par définition *l'axe B* (SANDER, 1948, p. 71) perpendiculaire au plan (*h*01).

Rechercher l'axe B d'un pli est une très importante opération sur le terrain. On en déduit immédiatement, en effet, l'allure spatiale du pli.

L'existence de l'axe B peut se reconnaître à de nombreux indices. Le plus manifeste est évidemment constitué par les innombrables cannelures parallèles entre elles comme le bord des feuilles d'une brochure que l'on plie. Perpendiculairement à ces structures existe un jeu de joints parallèles, ce que j'appellerai « joints d'axe B ».

Certains échantillons recueillis constituent de véritables « *B-Tectonites* ». S'ils ont été prélevés en notant avec soin leur orientation, ils donnent, replacés suivant leurs coordonnées spatiales, soit au laboratoire, soit dans une collection de musée, une saisissante image du pli, comme en témoigne la figure 7.

Mais l'axe B n'apparaît pas toujours avec une telle évidence. Parfois on ne peut le déterminer qu'en fonction des plans de glissement des couches, les « *slickensides* » des auteurs anglais, puisque l'axe B est l'axe autour duquel s'enroulent les surfaces de glissement. Parfois on le détermine avec plus de facilité en fonction des plans de fracture de direction transversale à la schistosité; souvent ces plans sont des joints d'axe B. Mes observations m'ont amené à admettre que, lorsque le plongement de l'axe B varie, lorsque sa direction subit une courbure, le plan des joints demeure perpendiculaire à la tangente à la courbe de l'axe B, comme le prouvent les traces de décrochement visibles sur ces joints (cf. fig. 8). L'ensemble des joints d'axe B se dispose en éventail.

Cette dernière méthode d'analyse structurale m'a permis de reconnaître que, *dans le Briovérien, il existait des zones où l'axe B est relativement subhorizontal et régulier, et que, par contre, il y en avait d'autres appartenant à la « Schlingentektonik »* (SANDER, 1948, p. 68), *avec des axes B fortement redressés.*

Telles sont les principales méthodes de sédimentologie et de tectonique auxquelles j'ai eu recours pour déchiffrer cette énigme qu'était jusqu'à hier le Briovérien.

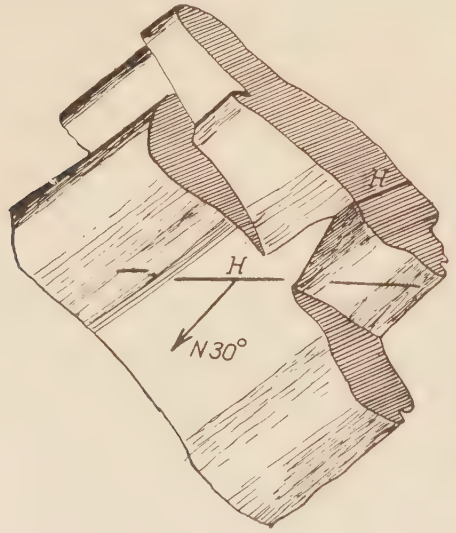


FIG. 7. — *Spécimen d'échantillon orienté provenant de Saint-Pierre-de-Sémilly (Manche) dans le Briovérien moyen, et montrant la structure d'axe « B ».*

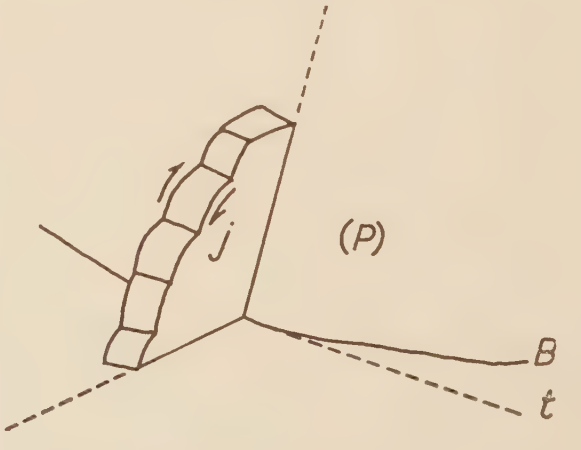


FIG. 8. — *Schéma montrant la direction d'un axe « B » courbe* (B : axe « B ») *et la position d'une section du volume enroulé autour de l'axe et comprise entre deux joints* (J) *d'axe « B »;* P : plan de l'axe « B », plan axial; *t* : tangente à l'axe « B ».

Grâce à ces méthodes, peu à peu s'est fait jour une différenciation d'où sont nés les chapitres qui illustreront, précisément, la valeur de la méthodologie que je viens d'indiquer.

Sans plus attendre, je donnerai ici à titre d'exemple de ce qu'on peut attendre des méthodes, une coupe et son interprétation, dans la vallée de la Laize où j'ai pris le type du Briovérien supérieur.

§ 4. — APPLICATION DES MÉTHODES. — LA VALLÉE DE LA LAIZE : COUPE NNW-SSE DE LAIZE-LA-VILLE À BRETTEVILLE-SUR-LAIZE (CALVADOS)

La vallée de la Laize offre une *intéressante coupe naturelle orientée perpendiculairement à la direction des couches du Briovérien;* elle s'observe en remontant le cours de la rivière le long d'une route qui en suit fidèlement le trajet sinueux, de Laize-la-Ville à Bretteville-sur-Laize.

Cette région a toujours été de la part des géologues normands l'objet d'une sollicitude particulière, à cause de sa facilité d'accès; c'est là que mon maître L. Dangeard m'a mis en présence des assises du Briovérien; quelques mois plus tard, A. Bigot rappelait dans le *Livre Jubilaire* de Ch. Jacob (1949) tout l'intérêt de cette région : « Aussi — disait-il — le val de Laize mérite-t-il qu'on s'y arrête, car c'est là qu'on peut prendre contact avec les plus vieux terrains de la région. Des boues argileuses et argilo-sableuses ont été déposées dans une mer qui s'étendait de la pointe de Bretagne au Maine, à la Normandie et au Massif Central. Cette très épaisse formation de schistes et grauwackes de l'étage des phyllades de Saint-Lô conserve sur cette vaste surface des caractères lithologiques uniformes dus aux conditions de sédimentation dans cette mer dont le fond s'enfonçait à mesure que les sédiments s'y accumulaient ».

Au siècle dernier A. Bigot avait rendu célèbre cette région de la Laize en démontrant la discordance, désormais devenue classique, du Cambrien sur le Briovérien complètement redressé, parfois à la verticale, tandis que le Cambrien est faiblement incliné (de 20° environ). A. Bigot a toujours localisé cette discordance à Rocreux : mais ce nom ne figure sur aucune carte : le contact est situé à l'est du lieudit Rochers; selon toute vraisemblance il s'agit d'une déformation linguistique locale par laquelle « Rocreux » est devenu « Rochers ».

Je me propose donc, au moyen de la coupe que je vais décrire, d'indiquer de quelle manière j'ai procédé dans l'étude du Briovérien : l'examen des divers aspects lithologiques et sédimentologiques, puis l'étude des caractères tectoniques à l'aide desquels j'ai pu esquisser une coupe interprétative.

Il m'eût été possible de procéder de même en plusieurs autres cas de bons affleurements briovériens en série continue; c'était du reste mon propos initial, mais, comme je l'ai rappelé dans la préface de ce mémoire, la monotonie à laquelle m'entraînait ce travail m'a contraint à y renoncer [1], d'autant plus que, par la suite, j'ai pu établir quelques vues d'ensemble; je pense aussi que ces généralités retiendront davantage l'attention.

1. ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE ET LITHOLOGIQUE.

Comme le rappelait la citation de A. Bigot (cf. Préface), les sédiments du Briovérien de la vallée de la Laize présentent une certaine monotonie : « des bancs argileux et argilo-sableux », voilà ce qui domine.

---

[1] Toutefois, il est indéniable qu'il y aura intérêt à poursuivre de telles études de détail pour en dégager ensuite des lignes générales plus précises et plus complètes, mais ceci suppose de très longues recherches et, si j'y avais prétendu, ce mémoire n'aurait jamais vu le jour !

Sans nier cette monotonie qui déconcerte, au premier abord, le géologue venu excursionner dans cette région — monotonie dont le style tectonique ne fait qu'accroître l'impression par la répétition des couches — une étude plus poussée permet de répartir les roches en plusieurs catégories appartenant toutes à un *faciès côtier* ou *néritique.*

Les principaux groupes de roches rencontrées sont :

— *le groupe des gros bancs de grès;*

— *le groupe des phyllades schisteux et gréseux* en lits minces et alternants.

Du premier groupe, toutefois, les schistes ne sont jamais complètement exclus : maintes fois en effet, les puissants bancs de grès sont séparés par des lits schisteux, aussi la distinction que j'ai établie n'a-t-elle d'autre prétention et d'autre valeur que d'être un premier essai de discrimination destiné à repérer certains bancs caractéristiques, les bancs les plus épais n'indiquant, tout au plus, que la persistance d'une condition de sédimentation, ce qui introduit une rupture dans le rythme de succession des schistes et grès.

Les deux types de roches précédentes, schistes et grès, figurent tout au long de la coupe; mais il en existe deux autres qui n'existent que dans la partie NNW de la coupe : *un phyllade à gravillons disséminés,* et *un grès grossier à grains de phtanites détritiques.*

Ces deux nouveaux types méritent d'être notés et de retenir l'attention parce que je pense qu'ils s'apparentent vraisemblablement aux faciès qui, en d'autres régions, succèdent immédiatement au dépôt des tillites dans l'échelle stratigraphique : ils seraient donc, selon mes observations, voisins du complexe de la tillite. On peut voir ces affleurements à 150 mètres environ de la bifurcation des routes de Laize-la-Ville vers Bretteville-sur-Laize et vers Fontenay-le-Marmion.

On observe d'abord un phyllade contenant des gravillons disséminés. Certes, ni la faible épaisseur de la formation, ni la petitesse des éléments clastiques, ne sauraient suggérer une comparaison avec les niveaux épais de la tillite de Granville qui contient des blocaux; par contre l'examen en lame mince montre une réelle ressemblance entre la roche de la vallée de la Laize et la gangue de la tillite, au point, d'ailleurs, qu'il est difficile au laboratoire de distinguer un échantillon de ce phyllade d'un échantillon de la tillite de Granville — abstraction faite des galets.

La pâte du phyllade de la Laize contient des éléments clastiques dont la granulométrie est comprise entre 0,015 millimètres et 1 millimètre; le quartz y occupe une place prépondérante; puis viennent ensuite par ordre de fréquence les feldspaths, et le mica sous ses deux formes de biotite et muscovite; tous ces éléments sont englobés dans du quartz micro-cristallin dont les grains sont de quelques microns de diamètre. La lame examinée contient des fibres de séricite dont la longueur peut atteindre 0,05 millimètre. A Granville, la même pâte englobe des galets de dimensions beaucoup plus importantes et en quantité plus abondante. Il n'y a donc de commun entre le phyllade de la Laize et la roche de Granville que l'analogie de la pâte phylliteuse et la présence de petits éléments disséminés sans classement.

Sans doute l'argument manquerait-il de poids, si, immédiatement associé à ce phyllade, ne se trouvait un grès grossier d'un type tout à fait particulier car il se distingue nettement des autres grès grossiers, on peut admettre qu'il est l'homologue de grès identiques qui existent à Anctoville au sein même du complexe de la tillite : seuls, les feldspaths y sont plus abondants que dans les grès d'Anctoville. Ce grès, aussi bien à Anctoville que dans la vallée de la Laize, contient des éléments dominants de phtanites dont la taille peut dépasser 2 millimètres : la présence d'éléments phtanitiques de cette dimension ne se retrouve nulle part dans la suite de la coupe de la Laize où les éléments de phtanites sont davantage dispersés et surtout dix fois plus petits, ne dépassant guère 0,2 millimètre.

Ajoutons qu'associés à ces deux types de roches, phyllades à gravillons et grès grossiers riches en phtanites, se trouvent enfin des *phyllades zonés* d'un type très particulier. Si les phyllades et schistes zonés abondent ici comme dans tout le Briovérien, ainsi qu'on le verra, ce qui distingue les sédiments varvés dont il s'agit ici c'est d'abord leur nature gréseuse où s'interstratifient de petits lits sombres d'une extrême finesse, souvent discontinus, évoquant une sorte de décantation dans un milieu aquatique très calme, tel celui des lagunes.

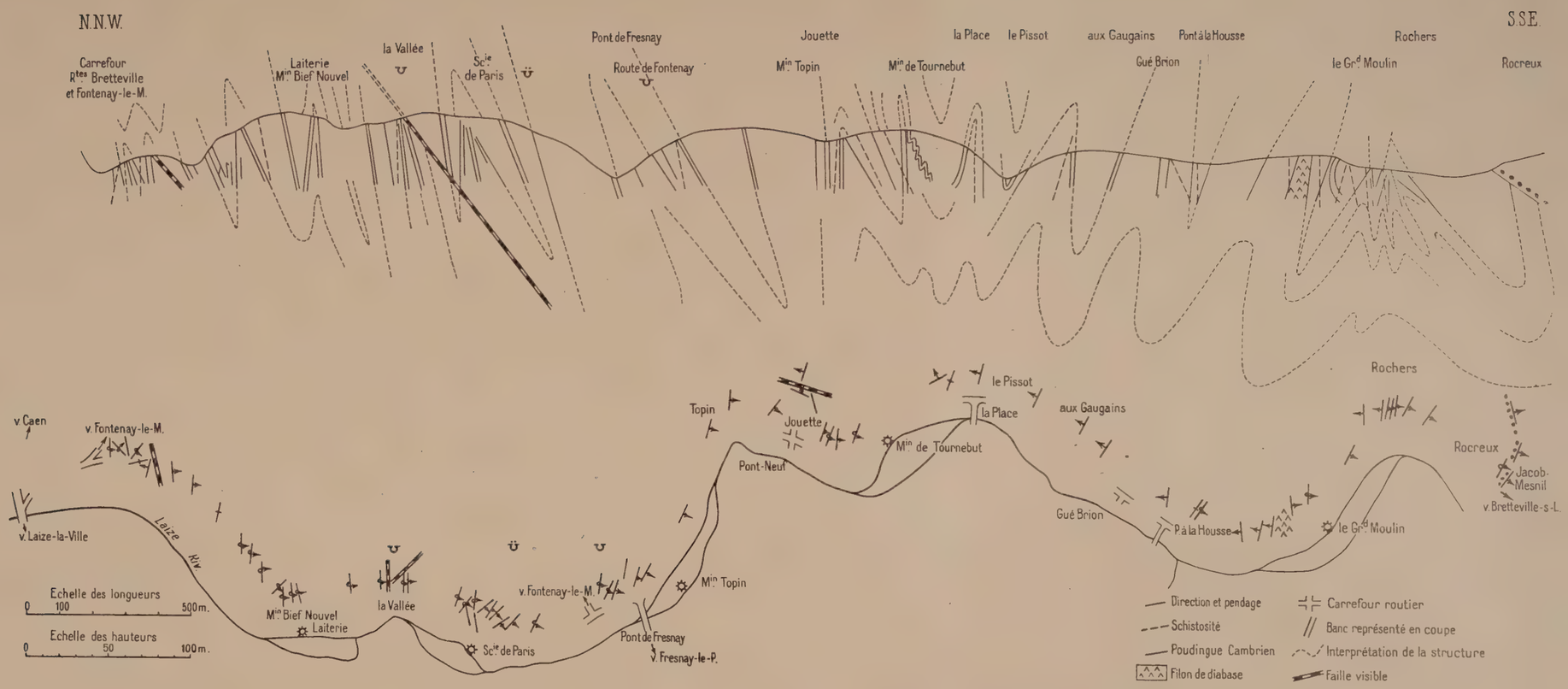


FIG. 9. — *Carte et coupe de la vallée de la Laize, de Laize-la-Ville à la discordance dite de «Rocreux», suivant une direction NNW–SSE*

On pourra remarquer que, dans la carte ci-dessus, ne figure qu'une partie des mesures effectuées : sur 276 mesures concernant la direction et le pendage, 80 seulement ont été retenues

Ces faciès pétrographiques évoquent pour moi des *faciès postérieurs aux tillites.* Cette impression est encore renforcée par l'existence d'un niveau de schistes se décomposant en sphéroïdes. Ces sphéroïdes argileux sont comparables, non seulement par leur morphologie, mais aussi par la nature de la roche où ils se produisent (un schiste vert sombre), aux « clay-balls » décrits par MOURANT dans le Briovérien de Jersey à Meadow Bank (1936, p. 18) et dont j'ai pu vérifier la ressemblance complète. A. E. Mourant attribue ce caractère actuel de décomposition de la roche en sphéroïdes à une structure originelle : ces « balles argileuses » se seraient formées, pense-t-il, lors du dépôt, il s'agirait d'une argile qui a été roulée en boules pendant qu'elle était encore plastique. Comme ces argiles à sphéroïdes sont comprises entre des bancs gréseux, A. E. Mourant pense pouvoir dire que ces galets proviennent « d'un horizon situé quelques pieds plus bas », et conclure qu'ils constituent « un phénomène d'érosion pénécontemporaine ».

Sur ce dernier point, je ne sais s'il est permis de suivre A. E. Mourant, bien que j'admette que la genèse des galets de boue soit un phénomène subaérien marquant un horizon temporairement ennoyé (cf. Cl. FRANCIS-BŒUF, 1947 et aussi L. BERTHOIS, 1952).

Je pense que ce niveau, actuellement très réduit, a été vraisemblablement d'une épaisseur plus importante à l'origine, mais qu'il a dû être très érodé : en effet, tant à Meadow Bank que dans la vallée de la Laize, j'ai pu constater que ces schistes à sphéroïdes sont compris entre deux bancs de grès : dans le cas de la vallée de la Laize, le grès paraît être absolument comparable à certains grès d'Anctoville, zone où se trouve une tillite. La présence de ces schistes entre deux bancs de grès paraît contredire l'hypothèse qu'ils aient pris naissance en empruntant un matériel immédiatement sous-jacent[1]. Ce phénomène suppose donc bien une *exondation un peu importante,* ce qui est un caractère souvent retrouvé dans les sédiments de la vallée de la Laize (tels les rills, par exemple).

Je considère que, dans cette partie de la vallée de la Laize du début de la coupe, nous sommes très proches du continent qui a été affecté par la glaciation antécambrienne (on notera que la tillite est connue à Anctoville à 25 kilomètres de là).

Sans doute pourrait-on objecter que certains de ces sédiments sont de simples coulées boueuses sous-marines, mais l'absence de dilution visible dans la couche, ce qui n'aurait pas manqué de se produire dans cette hypothèse, exclut le cas de coulée boueuse subaquatique. Il existe bien de tels phénomènes dus à des courants de turbidité, mais ils s'observent plus à l'est, c'est-à-dire plus au large, ce qui pourrait constituer un argument des plus favorables à l'hypothèse que j'avance : à savoir que ces divers faciès indiquent la bordure continentale dans une zone de sédimentation où les éléments empruntés à une tillite voisine viennent aboutir à la mer.

On verra par la suite que, globalement, compte tenu des oscillations du sol, contemporaines de la sédimentation, et de la répétition des couches par plissement, on passe, le long de la coupe, des sédiments presque terrigènes décrits précédemment à des sédiments de la zone de balancement des marées puis à une zone néritique plus profonde.

Je me propose d'examiner maintenant quelques bancs remarquables de ces deux faciès : *zone de balancement des marées,* et *zone néritique.*

Dans la vallée de la Laize, et plus particulièrement à l'ouest de la carrière de Fontenay-le-Marmion, située au lieudit « La Vallée », on rencontre de nombreux bancs caractérisés par de beaux spécimens de types variés de ripple-marks : rappelons que ces derniers sont des ondulations sculptées à la surface de certains bancs qui furent sableux ou, tout au moins, constitués par un matériel granulaire et non cohérent — c'est une condition de formation de ces rides.

Les ripple-marks décrits dans la vallée de la Laize sont d'origine marine. Par comparaison avec

---

[1] Je signale de plus que ces schistes à sphéroïdes se retrouvent entre le moulin de Fief-Nouvel et La Vallée, puis à l'est de la scierie Paris, et enfin près du Grand-Moulin.

d'autres données, notamment le « graded bedding », on peut s'assurer que les éléments grossiers occupent bien les creux des ripple-marks : ces derniers peuvent être pris avec certitude comme moyen de déterminer le sens des couches.

Nous avons, à l'ouest de la carrière de la Vallée, sur une centaine de mètres environ, une succession de niveaux à ripple-marks que nous avons la possibilité de situer les uns par rapport aux autres : ils se trouvent sur le flanc nord-ouest d'un anticlinal, les couches supérieures étant à l'ouest; c'est par elles que nous commencerons.

Le premier banc observé montre des ripple-marks classiques et réguliers, dus à l'action des vagues; ils constituent ce que l'on appelle des *ripple-marks d'oscillation;* ils ont été légèrement érodés avant d'être recouverts (le fait est fréquent, comme je l'ai précédemment rappelé); comme ils sont d'indice peu élevé, on est en droit de penser qu'il s'agit de ripple-marks formés sur une plage que la marée couvre et découvre : on verra par la suite comment cette hypothèse paraît confirmée. L'érosion des crêtes peut être telle qu'il existe même un banc où les « ripple-marks » sont réduits à l'état de traces : il n'en subsiste que les creux empâtés par la boue qui a donné des schistes (cf. fig. 2).

Parfois il arrive aussi que les ripple-marks présentent, le long des crêtes, des ondulations de faible amplitude dues à une action transversale simultanée ou postérieure. Lorsque ces actions, qui se composent, ont une intensité sensiblement égale, il en résulte une structure bulbée et les ondulations des ripple-marks d'oscillation peuvent en arriver à être totalement masquées. De tels ripple-marks ont été abondamment décrits par Kindle (1917, p. 29-36), Kindle et Bucher (1932, p. 653-655) : ce sont des *ripple-marks d'interférence.* Dans la vallée de la Laize, on rencontre un banc à ripple-marks d'interférence au-dessus du premier banc décrit antérieurement : ces formations ne donnent guère d'indication paléogéographique précise.

Sur les plages où agit la marée se rencontrent encore d'autres traits caractéristiques de sédimentation : les rill-marks. Ceux que j'ai observés dans cette coupe appartiennent au *type lobé.* Ce sont des dépressions dissymétriques qui présentent un certain alignement; elles ont été taillées dans les sédiments (sable, et aussi boue) qui formaient la plage. J. M. Clarke (1918) a décrit dans le Dévonien de New-York des structures semblables et je me suis référé à son interprétation qui, à mon avis, garde ici toute sa valeur. L'origine des lobes peut être comparée à celle de micro-bassins de réception des eaux de ruissellement, ayant quelques centimètres de diamètre. L'eau converge vers ce point, puis le trop-plein s'en écoule en direction de la basse mer. L'envasement de cette formation sableuse conserve les dépressions qui formeront les lobes du banc gréseux. Aussi ce mélange schisto-gréseux et l'aspect lobé évoquent-ils une apparente ressemblance avec les structures ayant pour origine les coulées boueuses. Mais en réalité il y a une nette différence, comme on peut s'en assurer dans le cas signalé ici : en particulier dans les rill-marks lobés, les lobes ont un certain espacement et ne se chevauchent pas les uns les autres comme des tourbillons boueux qui se reprennent les uns les autres, et la section des rills montre une régularité qui n'existe évidemment pas dans les tourbillons de coulées boueuses; enfin on peut voir, de part et d'autre de chaque lobe, de petites rides d'écoulement de l'eau vers la mer formées à marée basse. Selon Clarke, ce sont en effet des structures qui ont été soumises à l'érosion de rigoles qui se forment à marée descendante, ou peut-être au retrait de fortes vagues de tempête. La contremarque de ces lobes est arrondie du côté opposé à la mer et étirée dans le sens de l'écoulement vers la mer.

Comme j'y ai fait allusion, ce peut être une indication utile pour la paléogéographie puisque cela permet de conclure à l'existence d'une plage, ces petites rigoles étant dues au flux et reflux dans un milieu sableux sursaturé d'eau. De plus, lorsque la surface du banc à rill-marks lobés est assez étendue, la constance de l'orientation du sens de l'étirement permet de connaître la position relative de la terre par rapport à la mer en ce point donné. On va voir que la structure trouvée sur le banc suivant confirmera ces conclusions paléogéographiques en montrant tout le bien-fondé de leurs données.

Sur le banc suivant, nous trouvons de nouveau des ripple-marks : ils sont très érodés et ne montrent leurs ondulations que sous un éclairage favorable. L'intérêt considérable de ce banc est la présence de petites rigoles qui, assez parallèles entre elles, sillonnent les ripple-marks en les coupant perpendiculairement à leur direction. De loin, le banc a un aspect de « peau de chagrin ». Ces ruisselets, ou rills, sont formés, comme les précédents, par l'eau qui, ravinant la surface de la plage, se regroupe ou se disperse lors de la marée descendante. Là encore, le sens d'écoulement pourrait indiquer la présence du rivage : dans le cas présent, elle serait au NNE et celle de la mer en direction opposée. Sans doute, cette interprétation peut-elle paraître hasardeuse : je n'avance cette hypothèse que parce que la direction d'écoulement dans plusieurs bancs successifs demeure constante.

Je pense même pouvoir considérer mon hypothèse comme applicable sur le plan d'une région donnée, et afin de montrer l'intérêt des rills du point de vue paléogéographique, j'étendrai momentanément mes observations à une partie de la vallée de l'Orne située sur le territoire de la commune de Maizet, à 4 kilomètres à l'ouest de la vallée de la Laize, sur la rive ouest de l'Orne. En cet endroit, situé en face d'une petite île où se trouve un moulin en ruine, le moulin de Mutrécy, il existe deux bancs superposés, analogues aux bancs décrits ci-dessus[1]. Ils présentent de beaux types de rill-marks formés de deux branches collectrices des eaux, d'abord subparallèles, puis se rejoignant en contournant un renflement central pour former un seul canal qui se poursuit dans la direction des deux branches. Ce genre de structure indique toujours la présence d'une plage où le reflux a sculpté ces rills. On peut donc aussi, connaissant le sens d'écoulement, savoir où se trouvait la ligne de rivage. Or, cette fois, la ligne de rivage a probablement une orientation un peu différente de celle qu'indiquait la vallée de la Laize : elle est ici au NNW.

J'admets que ce sont des observations encore insuffisantes pour esquisser un tracé paléogéographique probable de la ligne de rivage à cette époque postérieure à la tillite, mais je suis convaincu que, s'il était possible de trouver de nombreux autres affleurements avec rill-marks, on pourrait, en notant la direction d'écoulement sur la carte, repérer la limite paléogéographique de cette région péricontinentale en eau peu profonde, région qui intéresse et la vallée de la Laize et la vallée de l'Orne, car les assises de ces deux vallées sont liées entre elles par les mêmes caractères tectoniques (axes B subhorizontaux) et sédimentaires (succession des bancs et faciès lithologiques identiques).

Après cette incursion dans la vallée de l'Orne, reprenons la coupe de la vallée de la Laize près du lieudit la Vallée, avec ses bancs à ripple-marks. Parmi ceux-ci, on observe l'existence de gros ripple-marks à indice compris entre 3 et 5, indice assez élevé.

Au-dessous d'un de ces bancs à ripple-marks, d'indice 5, se trouve une surface dépourvue de ripple-marks, mais striée de pistes; celles-ci ne sont pas disposées dans le même sens, mais orientées au hasard : ce qui semble exclure l'hypothèse de pistes tracées par des articles striant le fond sableux sous l'action des courants marins, car dans ce cas les sillons seraient orientés parallèlement entre eux, ce qui n'est pas le cas; l'hypothèse la plus plausible est, me semble-t-il, que ces traces représentent une piste laissée par quelque organisme, mais jusqu'ici on n'en a aucune preuve irréfutable.

L'examen de la séquence précédente fait ressortir une variation très appréciable et assez rapide du niveau marin, puisque l'on passe de la zone de balancement des marées à une plus profonde, en passant de sédiments plus récents à de plus anciens : tout semble indiquer une exondation progressive de la région. Mais par ailleurs l'ensemble de la région s'enfonce progressivement sous le poids des sédiments accumulés, comme l'a noté A. Bigot (1949). Il s'agit donc là, très probable-

[1] Ces observations remontent avant l'hiver de 1950-1951 au cours duquel un éboulement a fait malheureusement disparaître l'un des affleurements; mais il est certain que si des coupes fraîches étaient pratiquées le long de l'Orne au sud de la gare de Mutrécy (rive ouest) on retrouverait ces rills.

ment, d'un épisode lié à la période postglaciaire puisque je considère l'ensemble des sédiments comme postérieurs aux tillites [1].

Au total, cette région de la Laize paraît donc avoir subi progressivement *une transgression marine;* sous le poids d'une sédimentation particulièrement active, selon toute vraisemblance, parce que liée à un *climat périglaciaire,* lequel par son humidité et ses précipitations nombreuses, en l'absence de végétation, est accompagné d'une érosion intense, eut lieu *un enfoncement général de cette région,* comme on peut l'admettre avec A. Bigot.

A. Bigot a, de plus, signalé le caractère rythmique de cette sédimentation qui est, comme on le sait, constituée exclusivement par des apports de sable ou de boue : ceci donne lieu au développement de phénomènes hydrauliques tels que ceux décrits sous le nom de *flow-casts,* terme proposé par W. L. Whitehead (Shrock, 1948, p. 56). Les « flow-casts » se forment, en effet, dans les sédiments hydroplastiques par suite de ruptures d'équilibre. Ainsi que l'écrit Shrock (*ibid.*), « des sédiments hydroplastiques, lorsqu'ils sont inégalement chargés de sable ou de gravier cèdent sous le poids de la charge supérieure en s'écoulant ».

Les flow-casts sont parmi les meilleurs critères pour déterminer le sens des couches et, comme ils abondent dans cette série de la Laize, ils m'ont été souvent d'un très grand secours. Je crois utile d'attirer l'attention sur le parallélisme qui existe sur ce point entre le Briovérien supérieur et les niveaux inférieurs du Cambrien connus en Normandie : L. Dangeard (1949, p. 169) a signalé ces flow-casts accompagnant une sédimentation rythmique varvée.

De tout ce qui précède, on peut conclure que la coupe de la vallée de la Laize nous montre *une série à faciès littoral et néritique.*

C'est ce que vient encore confirmer l'étude morphoscopique des grès. Dans des grès dont les échantillons ont été prélevés au hasard et parmi ceux que l'on trouve aux environs du lieudit la Vallée, j'ai mesuré les indices d'émoussé dont on trouvera les résultats figurés dans le tableau suivant :

Grès quartzite (Lames 31 et 33)

Longueur	Indice	Nombre de mesures	Cas d'indices s'écartant de la moyenne	
			Nombre	Indice
mm				
0,075	80	10	1	145
0,15	65	15	0	–
0,2	60	16	2	100–115
0,3	48	20	4	90–95–100–105

N. B. — Les indices décroissent lorsque la taille des grains augmente; tous les gros éléments sont anguleux, quelquefois esquilleux; la pâte de la roche est constituée par une fine poussière de grains de quartz de 2 à 5 μ.

[1] La fusion des calottes glaciaires importantes produit des effets opposés, à en juger d'après les diverses interprétations. Selon les unes, la libération du poids des glaces provoque un rehaussement du sol, donc une baisse relative du niveau des eaux. Pour les autres, la fusion de la masse de glace provoque une augmentation du volume des eaux, donc une montée relative du niveau des eaux. Il est possible et probable que les deux phénomènes se produisent simultanément et se compensent, mais il est non moins vraisemblable que l'un ou l'autre prédomine localement. Quoi qu'il en soit, à l'échelle plus courte du Quaternaire et des épisodes de la glaciation würmienne, nous constatons ces oscillations : elles me paraissent comparables aux variations du niveau marin de la période postglaciaire de la vallée de la Laize.

Les résultats précédents montrent que ces grains ont les caractéristiques des *sables marins littoraux*. Souvent ceux-ci sont affectés par une érosion éolienne dont témoignent les nombreuses cupules qui sont parsemées à la surface de nombreux grains; ces cupules se traduisent en lame mince par des concavités dans la section du grain.

De plus, si l'on établit les courbes cumulatives de ces grès quartzites, on obtient un graphique (fig. 10) où l'on constate une certaine analogie entre les courbes obtenues et celle des formations marines de plages actuelles (A. Cailleux, 1947, p. 105-106) où l'action éolienne intervient concurremment à l'action hydraulique.

Je terminerai ces observations lithologiques en rappelant que souvent les schistes et grès de cette série sont accompagnés de *microbrèches*, dont j'ai soumis une dizaine d'échantillons en lames minces à M. L. Berthois. Pour toutes ces préparations on peut conclure à des caractères communs:

1. *Le quartz est anguleux, parfois esquilleux;* on y observe des grains à angles rentrants de contour curviligne correspondant aux cupules que je viens d'indiquer. Parfois les grains sont ressoudés par de la silice secondaire. La pâte de la roche peut devenir quartzitique, formée par une fine poussière de grains de 2 à 5 μ. La silice anhydre peut encore être présente sous forme de calcédoine en sphérolithes à croix noire, de 50 à 60 μ.

2. *Les feldspaths détritiques sont toujours assez abondants,* en grains brisés, parfois en forme de lamelles tordues; la plupart appartiennent aux feldspaths acides, principalement à la série oligoclase-albite; le microcline y est rare.

3. *La proportion de mica est variable;* les micas sont parfois très abondants et, là encore, en lamelles détritiques tordues, très décolorées, mais conservant le dichroïsme toujours visible; les lamelles de biotite décolorée peuvent être bordées par de la séricite ou bien être très chloritisées. La biotite est le moins abondant des micas; c'est la séricite qui domine, vient ensuite la muscovite.

4. *Parmi les autres éléments, on note de la calcite* dont L. Berthois affirme que l'origine secondaire est certaine dans le ciment; on trouve aussi de *la chlorite* qui forme de rares petites plaquettes verdâtres; quelquefois du *zircon,* et enfin des bourgeons de *myrmékite* d'origine détritique.

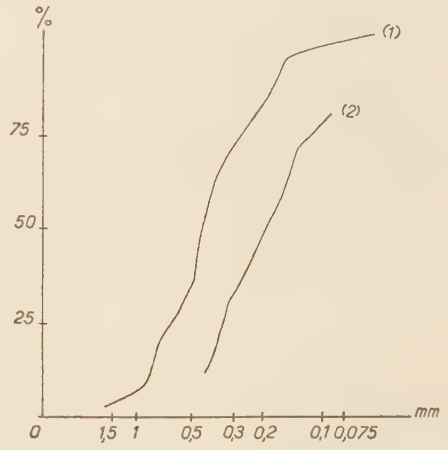


Fig. 10. — *Analyse granulométrique de grès quartzites de la Laize.*

[Courbes cumulatives : courbe (1) : lame 31 (7 mesures); courbe (2) : lame 33 (3 mesures).]

On notera combien la courbe (2) s'apparente aux courbes fournies par la granulométrie des formations de plages actuelles.

Ces microbrèches remanient des microquartzites. L. Berthois y relève (Lame 91) la présence de microquartzites « à faciès d'itacolumite avec quartz en baguettes étroitement moulées les unes sur les autres ». On y reconnaît encore des fragments de phtanites recristallisés.

Dans une des lames examinées (Lame 34), L. Berthois a reconnu une roche volcanique qu'il pense être un trachyte à « pâte siliceuse très fine contenant des microlites feldspathiques très aplatis suivant g^1, de la série oligoclase-andésine ». Ces microlites peuvent être orientés parallèlement ou avoir tendance à s'enchevêtrer (cf. aussi Lame 92).

Ce niveau du Briovérien de la vallée de la Laize remanie donc des éléments que nous reconnaîtrons par la suite dans les autres niveaux du Briovérien.

La coupe se termine à l'est au contact visible du Cambrien discordant sur le Briovérien. Là, les grès sont rougis à peu près parallèlement à la surface de la pénéplaine antécambrienne. On admet généralement que cette rubéfaction est antérieure à la transgression cambrienne. On pourrait peut-être objecter que la rubéfaction est un phénomène d'imprégnation « *per descensum* » postérieur au dépôt du conglomérat rouge de la base du Cambrien; cette manière de voir pourrait être confirmée par l'existence de très petites lentilles schisteuses rouges qu'on trouve dans la masse

des grès sous la discordance. Ce phénomène n'est d'ailleurs pas sans analogie avec celui que nous retrouverons : à savoir l'existence de lentilles schisteuses rouges imprégnant « *per descensum* » les calcaires de La Meauffe.

2. ÉTUDE TECTONIQUE.

Malgré une série presque ininterrompue d'assez bons affleurements qui font tout l'intérêt de cette coupe, il est bien difficile de discerner *a priori* l'aspect général de la tectonique. On demeure frappé par la puissance du plissement qui redresse les bancs à plus de 60°, souvent beaucoup plus, et même à la verticale. Le pendage varie peu et demeure à peu près constamment sud à partir de Laize-la-Ville jusqu'aux deux tiers de la coupe.

Dans la monotonie de la succession des couches où, comme on l'a vu, quelques gros bancs de grès peuvent servir de repères, on ne trouve pas de charnières de plis qui soient visibles du premier coup d'œil. Quelques failles, des zones plus broyées ou fortement tectonisées, tels sont les seuls éléments que d'abord l'on aperçoit.

Mais, grâce à une étude minutieuse de détail, j'ai pu établir avec une grande probabilité la coupe des plissements cadomiens de la vallée de la Laize.

L'étude structurale de cette coupe illustre la méthode suivant laquelle j'ai interprété les caractères visibles aux affleurements. Je les rappellerai brièvement : mesures de direction et de pendage des couches, ces mesures nombreuses constituant une base sérieuse; à ces mesures s'ajoutent celles de la direction et du plongement des axes des plis (axes B). Ces données, rappelons-le, permettent déjà d'avoir une bonne vision dans l'espace du plissement, vision que complète l'étude de la schistosité, tant en direction qu'en estimation de l'intensité; toutes ces observations complètent d'ailleurs les critères stratigraphiques qui ont permis de trouver le sens des couches.

La coupe assez détaillée obtenue au moyen des méthodes tectoniques utilisées, constitue en elle-même une indication illustrant suffisamment la valeur de ces méthodes pour dispenser de tout commentaire.

Toutefois, la coupe de la vallée de la Laize nous fournit l'occasion de voir l'influence d'orogénèses successives sur le Briovérien, et en particulier au voisinage de la discordance cambrienne. Près de cette discordance du Cambrien sur le Briovérien, au NNW de la coupe, ce qui attire surtout l'attention, c'est l'*intensité avec laquelle le Briovérien est plissé sous l'action d'une orogénèse postérieure* et, par comparaison avec l'orogénèse affectant le Cambrien, il est possible d'en déduire quelques indications de ce qui revient à l'orogénèse cadomienne.

Un détail tectonique du début de cette coupe, près de Laize-la-Ville, me semble particulièrement significatif; situé à l'écart de la route, partiellement masqué par la végétation, il ne se voit pas immédiatement : il s'agit d'un pli perpendiculaire à la direction principale des couches. A une centaine de mètres environ du carrefour des routes de Laize-la-Ville à Bretteville-sur-Laize et de Laize-la-Ville à Fontenay-le-Marmion, dans les premiers affleurements de la coupe, il y a un petit sentier souvent envahi de ronces qui se dirige vers le nord. A l'entrée de ce sentier, les couches ont une direction générale N 50° : puis, en quelques mètres, elles subissent une torsion puissante dont on se rend bien compte par des mesures de direction et pendage très rapprochées : les couches passent de N 50° à N 35°, puis presque à N 100°; pendant toute cette variation de direction, le pendage oscille : initialement de 65° SE, il passe à 60° NW pour devenir finalement de 75° S. Le sens des couches demeure toujours orienté du même côté, d'où l'on doit conclure qu'il s'agit bien d'une inflexion puissante des couches (fig. 11). Ce phénomène n'est pas unique dans le Briovérien, on le retrouve même dans cette coupe : malheureusement, il n'est pas toujours aussi facile de l'observer suivant les trois dimensions. C'est pourquoi il m'a semblé intéressant de le décrire, d'autant plus que je considère que la formation de cette inflexion, presque perpendiculairement à la direction générale,

n'est pas sans analogie avec la production des plis transversaux que DERRY (1939), tout particulièrement, a décrits dans le Précambrien du Bouclier canadien et appelés « cross-folds ».

Entre cette torsion importante qui se développe sur une vingtaine de mètres et le début de la coupe, on peut voir des plissottements plus petits mais de même type structural, dus à une tectonique postérieure.

Notons d'abord une constatation assez générale : au voisinage de la discordance cambrienne, la variation du sens des couches du Briovérien est très fréquente, ce qui correspond à une amplitude assez faible des plis (cf. fig. 9). Cette disposition contraste nettement avec l'allure générale du plissement vers le milieu de la coupe où l'on peut évaluer l'amplitude de ce plissement : spécialement dans la grande carrière située près du lieudit la Vallée (Carrière Giraudeau), on y voit les phyllades parfaitement rectilignes, mais aucune trace de charnière ni de plissottements n'apparaît; on pourrait, il est vrai, objecter qu'il se trouve là un gros banc de quartzite de 25 mètres d'épaisseur, dont la seule présence forme une solide armature ne favorisant guère une tectonique sinueuse à plis de faible amplitude, mais il ne semble pas que ce soit une opposition à l'interprétation donnée.

La faible amplitude des plis au voisinage de la discordance du Cambrien sur le Briovérien, me paraît être une conséquence immédiate de la proximité du contact. Sans émettre le moindre doute sur la réalité de la discordance si bien démontrée par A. BIGOT dès 1890 et reconnue de tous, je voudrais seulement attirer l'attention sur certains effets mécaniques qui compliquent si fréquemment la discordance stratigraphique à laquelle s'ajoute même parfois une discordance tectonique.

FIG. 11. — *Schéma théorique de la torsion d'un banc, isolé de la masse des couches plissées comme lui.*

La torsion amorce un pli transversal (cf. « Cross-Fold »). Observation dans la vallée de la Laize, près de Laize-la-Ville.

Tous ceux qui ont étudié les contacts du Cambrien et du Briovérien dans le nord-est du Massif Armoricain savent combien cette étude est hérissée de difficultés du fait de l'existence d'une action tectonique qui donne à la discordance, en de nombreuses localités, une allure plus tectonique que stratigraphique.

J'estime importante cette observation à la suite de ce qui vient d'être étudié relativement à la discordance et au style tectonique du Briovérien situé en contact immédiat et discordant sous le Cambrien. On peut dire, semble-t-il, qu'il s'est produit dans la zone de contact un déplacement relatif entre les deux termes de la discordance. De plus, comme on vient de le rappeler, la direction du Briovérien se modifie au voisinage, tendant souvent à devenir parallèle à celle du Cambrien. Le déplacement du conglomérat cambrien sur la surface du Briovérien alors « pénéplané » après avoir été déjà énergiquement plissé, pourrait s'interpréter par une différence de plasticité; on peut se demander si les galets roulés du poudingue, lisses, arrondis, n'ont pas favorisé, par leur différence de dureté avec la gangue et le substratum très durci du socle (ancienne surface de la pénéplaine antécambrienne), un phénomène comparable, *mutatis mutandis*, à un roulement à billes, cette façon d'interpréter s'étayant sur le fait que les galets s'orientent sous l'action des plissements de façon à ce que leur plus grand axe devienne parallèle à l'axe du pli, orientation qui doit favoriser le glissement des couches, à peu près perpendiculairement à l'axe du pli.

Quoi qu'il en soit, le fait de déplacements mécaniques le long de la discordance existe presque partout, plus ou moins accusé. E. BOLELLI (1944) a signalé l'existence de ces contacts mécaniques

sur le flanc nord des synclinaux du sud de Rennes : ces observations sont à rapprocher des remarques qu'a faites A. Bigot (1923) à propos des synclinaux cambriens de Normandie.

En conclusion, on doit donc admettre qu'au moment où le Cambrien, reposant en discordance sur le Briovérien dont les couches présentaient alors un pendage qu'on peut évaluer en moyenne à 45-50°, a été plissé par l'orogénèse bretonne, il s'est produit un déplacement relatif entre les nouvelles couches sédimentaires et le socle déjà plissé : celui-ci s'adaptant en quelque sorte pour subir la transformation moindre; pour cela, les couches du contact stratigraphique, dans la mesure où elles sont assez souples, se plissottent comme dans ce que les tectoniciens anglo-saxons appellent «incompetent beds»; si cette manière d'adaptation n'a pu se produire, on trouve alors, au lieu d'une tectonique souple, une tectonique brisante avec failles et rejets.

L'un et l'autre cas s'observent dans le Briovérien de Normandie. Cette manière d'expliquer les contacts me paraît offrir l'avantage de conduire à faciliter l'intelligence de maints contacts d'interprétation si difficile entre le Cambrien et le Briovérien.

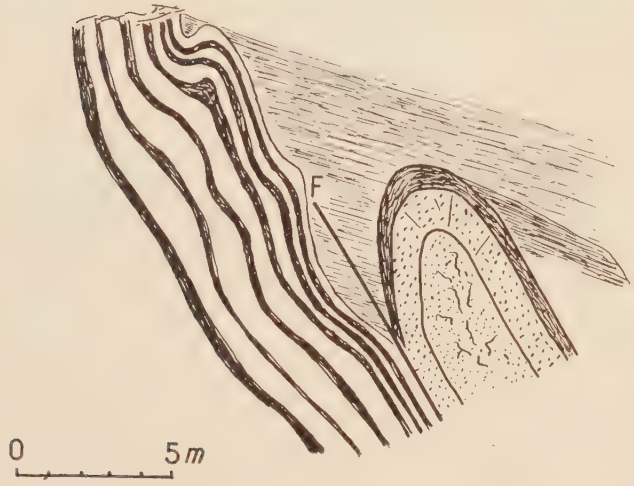


Fig. 12. — *Plissottements sur le flanc d'un anticlinal situé à gauche sur la figure.*

A droite, on observe une petite charnière anticlinale mineure séparée du flanc de l'anticlinal plus important de gauche par une faille F.

Je profiterai de cette étude tectonique de la vallée de la Laize pour signaler un autre phénomène tectonique méritant également d'être mentionné : celui des *inflexions*. Certains infléchissements des couches engendrent des plissottements, voire des plis en genou, que l'on voit se produire dans une des séries de petits bancs de grès alternant avec des lits schisteux.

Par leur aspect lithologique, ces couches s'apparentent assez bien à celles où se produisent les plis transversaux ou « cross-folds » étudiés précédemment.

Un exemple de ces inflexions peut être observé près du moulin de Tournebut. Les bancs de schistes et de grès, alternants, y forment sur le flanc sud-est d'un anticlinal une série de plissements dont l'axe est parallèle à celui du pli (cf. fig. 12). A une plus grande échelle, l'aspect évoque celui des drag-folds; d'ailleurs, il y a une certaine analogie dans la genèse de ces plissements qui se produisent en un milieu moins rigide.

3. CONCLUSIONS.

La coupe de la vallée de la Laize, interprétée par la mise en œuvre des méthodes indiquées dans ce chapitre, a non seulement permis de définir le style tectonique du Briovérien, *sorte de flysch à plis serrés qu'ont peu affecté les mouvements postérieurs*, mais encore de préciser l'aspect de quelques particularités.

Seule la phase orogénique bretonne a provoqué quelques modifications dans le Briovérien : plissottements au contact et voussures épousant plus ou moins la forme générale de l'anticlinal de Fresney-le-Puceux.

Mais la physionomie générale des plissements cadomiens[1] a subi peu de modifications ultérieures.

---

[1] Le terme *cadomien* a été créé par Léon Bertrand : discordance cadomienne (1921, p. 109); plissements cadomiens (1921, p. 119). Étymologie : *Cadomus*, nom latin de la ville de Caen.

DEUXIÈME PARTIE

LE BRIOVÉRIEN ANTÉRIEUR AUX TILLITES

CHAPITRE III

BRIOVÉRIEN INFÉRIEUR AU NORD DE COUTANCES : ÉTAGE D'ERQUY (X^1)

1. GÉNÉRALITÉS.

C'est dans la région qui s'étend au nord et au nord-est de Coutances que se situe l'étage le plus inférieur du Briovérien de Normandie. Il occupe la partie occidentale des feuilles n° 28 (Saint-Lô) et n° 44 (Coutances) de la carte géologique de la France au 1/80.000, où l'on voit se développer les affleurements de la diorite de Coutances orientée suivant la direction générale du Briovérien dans cette région.

Sans préjuger de l'âge de la diorite dont il sera traité plus loin, il faut remarquer ici que la diorite de Coutances paraît occuper une position médiane au sein du complexe du Briovérien inférieur. On pourrait même se demander si cette diorite n'est pas interstratifiée dans l'X et l'on pourrait, pour cela, tirer argument de la disposition symétrique des roches sédimentaires affectées d'un métamorphisme régional intense, telles que cornes amphiboliques, cornes pyroxéniques, quartzites, et aussi de la réapparition de ces mêmes roches en une bande centrale au cœur de la diorite : cette bande de roches anciennes s'étire au sein de la diorite sur plusieurs kilomètres : elle n'est large que de quelques centaines de mètres et va depuis Coutances, au sud, jusqu'à Hautteville-la-Guichard, au nord, toutefois elle s'interrompt en son milieu dans la région de Monthuchon.

Mes observations sur cette région m'ont montré un ensemble de roches inconnues ailleurs, dans le Briovérien, sauf en Bretagne et dans la Hague. En outre, au point de vue tectonique, cette série briovérienne a subi des phénomènes d'écrasement et de broyage ainsi qu'une évolution pétrographique qui atteste un niveau profond, probablement plus ancien que ceux auxquels appartiennent les autres roches de l'X.

Les contours géographiques de ce complexe dont je propose de faire un étage stratigraphique sont délimités, le plus souvent, par des failles.

Parmi celles-ci, il y en a trois en particulier dont j'ai reconnu l'existence :

— au sud, à Coutances, où le Briovérien inférieur est au contact avec les phtanites de l'étage de la Lande des Vardes (Briovérien moyen, X^{2a}). A. Bigot a, le premier, indiqué ce contact mécanique (légende de la carte géologique au 1/80 000, feuille n° 44, Coutances). Les observations

que j'ai pu faire en 1949-1950, au cours des travaux de reconstruction de la ville de Coutances me paraissent justifier ce point de vue;

— une deuxième faille, au sud-ouest de Coutances, met en contact un Briovérien plus jeune, intercalé entre le Briovérien inférieur et le Dinantien de Regnéville, avec le complexe basique de l'Étage d'Erquy;

— enfin, au nord, une faille importante sépare brusquement le Briovérien inférieur du Cambrien, et, fait assez rare pour mériter d'être signalé, le Briovérien domine dans la topographie les grès cambriens où s'étend la lande de Lessay. A l'est de cette faille, le Briovérien inférieur s'étend vers le nord jusqu'à Périers où il semble que le granite ait été cartographié par erreur, car, lors des travaux de reconstruction de cette ville, j'y ai trouvé non du granite, mais de la diorite (d'ailleurs fort altérée). A partir de Périers, le Briovérien inférieur s'étend vers l'ouest sur plusieurs kilomètres, mais il est difficile de dire où se trouve exactement sa limite. Toutefois, en traçant une ligne droite de Camprond à Hébécrevon, il semble que l'on ne soit pas très loin de la réalité.

Tout cet ensemble est d'une analogie frappante avec ce que l'on peut observer en Bretagne dans la série du Briovérien de la région d'Erquy : cela m'a incité à prendre là le type d'un niveau caractéristique du Briovérien. Si je n'ai pas proposé de nom emprunté à une localité de Normandie, comme pour les autres étages qui suivront, c'est que j'ai défini ce niveau par corrélation avec ce que j'ai pu observer en Bretagne à la suite des descriptions de Ch. Barrois et P. Pruvost.

Toutefois, ce n'est pas seulement sur cette ressemblance stratigraphique et pétrographique que je me suis appuyé, mais aussi sur les caractères tectoniques de cette région.

2. PÉTROGRAPHIE.

Le *complexe de l'Étage d'Erquy* comprend, en Normandie : des roches cristallines, des roches volcaniques, des roches sédimentaires métamorphisées.

A. *Roches cristallines.*

La *diorite* constitue à elle seule la totalité, ou presque, des roches cristallines. Longtemps, elle a été considérée comme une syénite, et c'est à Mme Jérémine (1923) que l'on doit l'analyse minéralogique décisive qui a montré que la prétendue « syénite » de Coutances était une diorite quartzique.

Cette diorite renferme deux minéraux assez abondants : de l'amphibole qui est une hornblende commune, et de la biotite. Les feldspaths que contient la diorite de Coutances sont toujours saussuritisés et en voie de transformation. Parmi les produits de transformation, on peut reconnaître l'épidote, la séricite et la calcite.

Comme l'a noté A. Bigot (Notice explicative de la carte géologique au 1/80 000, feuille nº 28, Saint-Lô), « la diorite... prend en général un aspect rubané, pseudo-gneissique, dû à des phénomènes d'écrasement ». Manifestement mise en place dans une zone anticlinale du Briovérien, elle affleure au milieu des plus anciennes roches métamorphiques et volcaniques connues dans le Briovérien; elle a été vigoureusement reprise dans l'orogénèse qui a plissé le complexe basique et cet aspect rubané s'ordonne suivant un plan parallèle au plan axial de l'anticlinal majeur.

Nous verrons, à propos des amphibolites et pyroxénites, que A. Bigot (*loc. cit.*) était enclin à appliquer la théorie de A. Lacroix qui montrait qu'une diorite peut provenir de l'endomorphisme du granite par assimilation de roches calcaires (1898-1899); la démonstration par J. Goguel (1954) de l'existence en profondeur d'un important massif d'une « roche assez basique », et non d'un granite, semble bien s'accorder avec ce point de vue. Par contre, Ch. Barrois (1932) admettait que la diorite du cap Fréhel provenait de la transformation de roches volcaniques. C'est plus probablement cette dernière interprétation qui doit être retenue ici, d'autant plus que l'analogie entre la Bretagne et la Normandie paraît ici complète (cf. chap. xv), et que, si l'on adoptait le point de vue de A. Bigot,

on supposerait que les calcaires de La Meauffe ont été transformés : or rien ne permet, du point de vue du métamorphisme général, de placer ces calcaires dans le Briovérien inférieur (cf. appendice II).

B. ***Roches volcaniques.***

Les roches volcaniques occupent, comme la diorite, une place importante dans le complexe du Briovérien inférieur de Normandie.

Ces roches ont, dans l'ensemble, une teinte verdâtre qui devient parfois assez sombre. Souvent altérées en affleurement, on peut cependant y reconnaître en lame mince des *andésites*, des *gabbros*, des *dacites*, et des *coulées basaltiques*. A ces mélaphyres s'ajoutent encore, à la périphérie du complexe, des *rhyolites*.

Toutes ces roches sont, le plus souvent, transformées, largement recristallisées, et l'amphibole y domine : aussi peut-on, avec BONISSENT, parler d'un complexe de roches amphiboliques. A l'amphibole s'ajoute un peu de biotite et, parmi les minéraux secondaires, de l'albite, du quartz, de l'épidote et de la zoïsite.

Le long de la Terrette, sur ses deux rives, en allant de la route Saint-Lô-Périers à Mesnil-Amey, on rencontre une série basaltique. Les laves ont donné des coulées nettement identifiables (Lame 230). Cet échantillon montre des phénocristaux d'olivine avec des microlites de feldspath mélangés à des cristaux d'augite. Dans la partie entourant les phénocristaux d'olivine, on remarque des sphérolites au contour imprécis. Mais la roche est altérée et défigurée : l'olivine est transformée en serpentine, l'augite donne de l'amphibole secondaire; et, après l'examen de cette lame, il pourrait subsister un doute quant à la roche originelle. Heureusement, une autre lame (Lame 229), lève l'indétermination, car il est possible de se rendre compte que la roche contient de l'augite en grande abondance et qu'elle est peu ophitique. Il s'agit d'une vraie roche volcanique où seuls les feldspaths sont bien conservés, et l'on vérifie qu'il y a bien eu épanchement par coulée. Aux observations précédentes on peut enfin ajouter que parfois s'observe (Lame 231) une structure des plagioclases tout à fait typique, squelettiforme.

A Munéville-le-Bingard, près de la limite de la commune de Montsurvent, existe un gisement d'une roche basique à amphibole (Lame 304) remplie d'épidote au point que, par places, la roche est presque une épidotite; la structure des feldspaths y est microlitique. Il semble qu'on puisse affirmer que cette roche a été originellement une dolérite, ou peut-être même un basalte doléritique.

A Montreuil-sur-Lozon, dans la carrière le Hutrel, j'ai recueilli une roche qui, au premier aspect, m'a fait songer au basalte de la variété dite « demi-deuil », la roche noire étant en effet constellée de grands cristaux de feldspath. Mais, en lame mince, en plus de ces phénocristaux de feldspath, j'ai constaté la présence de glomérules porphyriques; la roche contenant en outre du quartz et des plagioclases, il est vraisemblable qu'elle soit une dacite.

Entre Montsurvent et Munéville-le-Bingard, il faut encore signaler la présence d'une andésite où l'augite est ouralitisée. Les feldspaths sont en baguettes et l'amphibole verte en grands cristaux. Dans cette roche se trouvent nettement visibles des pores avec remplissage de calcite et de quartz. En plus de ces minéraux, on reconnaît de l'épidote, un peu de zoïsite et du sphène. Enfin quelques cristaux plus gros de prehnite laissent à penser qu'il y a eu pneumatolyse.

A Hébécrevon, au cours de travaux d'adduction d'eau, en 1952, au centre du village, j'ai trouvé dans une tranchée un gabbro en voie de transformation en amphibolite (Lame 321); malheureusement les conditions d'affleurement ne m'ont pas permis de me rendre compte de l'importance du volume occupé par cette roche ni de son mode de gisement (filon ou couche).

Il arrive parfois que la structure prismée des coulées basaltiques soit encore reconnaissable. Au nord-ouest de Marigny, dans la carrière de Potigny, cela s'observe bien, surtout dans la partie de la carrière située près de la route. On y voit un basalte tout à fait semblable à celui de la vallée de la Terrette.

Dans la partie est de ce complexe du Briovérien, à La Chapelle-en-Juger, il existe une sorte

de succession du nord-ouest au sud-est : d'abord les roches magmatiques, puis les coulées, enfin les roches de projection. Cette succession se voit moins bien à l'ouest de la diorite où, entre La Vendelée et Servigny, se développe une série de roches bien moins métamorphiques que les cornéennes et les quartzites, et dont le métamorphisme est un métamorphisme de contact. Ce sont des chloritoschistes et des séricitoschistes. Ce métamorphisme, si différent de celui des amphibolites, peut s'expliquer soit par un accident tectonique, soit plus probablement par quelque répétition par pli; malheureusement, il n'existe aucun moyen de voir la relation certaine entre toutes ces roches.

Il est intéressant aussi de noter que les roches basiques sont accompagnées, du moins au sud-est, car au nord-ouest je n'en ai pas encore trouvé l'équivalent, de tufs.

Aux roches basiques que je viens de décrire s'ajoute enfin la présence de rhyolites. De toutes les roches du complexe, ce sont les plus modifiées, me semble-t-il, aussi leur diagnose est-elle délicate et, particulièrement ici, sans le savant concours de Mme Jérémine, leur détermination eût été conjecturale. Tantôt la roche se présente composée d'une mosaïque de quartz et de plagioclases, avec de la biotite; tantôt, au lieu de cette mosaïque, apparaissent de gros phénocristaux de quartz qui donnent à la roche un aspect porphyrique. Géographiquement, ces rhyolites occupent une position excentrique par rapport à celle de l'axe dioritique du complexe basique.

C. *Roches de métamorphisme général.*

Au centre et de part et d'autre du massif dioritique principal, apparaissent des *cornéennes*, amphiboliques ou pyroxéniques, parfois des *quartzites* dont l'existence ne saurait être imputée à la seule diorite. En effet, en plus des preuves classiques de la minéralogie, il existe ici une preuve particulière; à côté de roches de métamorphisme général se trouvent des roches de métamorphisme de contact qui affleurent dans le complexe, à l'ouest, dans la région de Gratot, Brainville, La Vendelée, et qui sont représentées par des *chloritoschistes* et surtout des *séricitoschistes* avec quelques brèches à ciment un peu métamorphisé; elles apparaissent d'ailleurs dans des fonds de synclinaux mineurs longeant l'anticlinal principal.

Les cornes amphiboliques et pyroxéniques ont été étudiées par Mme Jérémine (1923) et, à la suite de cette étude, A. Bigot pensait qu'elles provenaient bien « de l'action de la diorite sur les assises précambriennes riches en chaux et en magnésie, telles que celles qui forment la grande lentille calcaire de La Meauffe située dans le prolongement de la bande de diorite » (notice explicative de la carte géologique au 1/80 000, feuille n° 28, Saint-Lô), et il ajoutait que « c'est la composition de ces strates calcaires qui, dans le Cotentin comme dans la région de Dinan, a modifié la composition du magma ».

Analyses comparatives de la diorite quartzique et des amphibolites : (1) analyses effectuées par Raoult; (2) analyses effectuées par P. Lapadu-Hargues.

	Diorite	Amphibolites		
	Coutances (1)	*Écoulandrie* (1)	*Ortho* (2)	*Para* (2)
SiO_2	61,26	52,08	54,0	54,0
Al_2O_3	17,23	15,13	10,5	10,5
Fe_2O_3	1,57	2,17	1,5	1,5
FeO	4,46	6,43	11,0	7,0
MnO	0,19	0,18	–	–
MgO	1,65	7,99	10,0	11,5
CaO	5,82	9,24	10,0	12,0
Na_2O	3,95	4,80	2,5	3,0
K_2O	1,63	0,59	0,5	0,5
TiO_2	0,80	0,82	–	–
P_2O_3	1,16	0,04	–	–
H_2O (+)	1,12	0,60	–	–
H_2O (—)	0,19	0,25	–	–

L'analyse chimique comparative de la diorite quartzique et des amphibolites de l'Écoulandrie, faite par RAOULT et publiée par Mme JÉRÉMINE (1923), semble bien confirmer cette influence de roches riches en calcaire. Et si, par ailleurs, on compare les résultats de cette analyse avec les données que fournit P. LAPADU-HARGUES sur la distinction entre les roches ortho- et para-amphiboliques, on constate que les amphibolites de l'Écoulandrie se rapprochent davantage des para-amphibolites (cf. le tableau ci-dessus). En sorte que nous sommes bien en présence de roches de métamorphisme régional profond. Quant à pouvoir lier l'existence de ces roches à celle des calcaires de La Meauffe, on verra en appendice, où il sera traité de ces calcaires, combien cette hypothèse manque de certitude.

3. STRATIGRAPHIE.

Toutes les roches qui viennent d'être décrites sont *antérieures à la tillite* puisqu'on les y retrouve en galets, soit à Saint-Germain-d'Ectot, soit à Granville.

D'autre part, la diorite est postérieure à certaines roches de la région qui ne sont affectées que par le métamorphisme de contact, encore qu'il ne soit pas exclu qu'elles puissent présenter un certain métamorphisme général, mais moins accusé que celui des cornes amphiboliques ou pyroxéniques.

Toutes les roches du Briovérien inférieur présentent dans leur affleurement une certaine symétrie : les plus métamorphiques sont au centre, non digérées par la diorite. Ce noyau peut, je crois, s'interpréter comme ayant atteint un degré de métamorphisme tel qu'il a été réfractaire à l'assimilation par la diorite. Si cette manière de voir est exacte, les cornes amphiboliques et pyroxéniques représentent le niveau le plus profond. De part et d'autre de ces roches sédimentaires s'étalent des coulées et des projections, puis des séricitoschistes et des chloritoschistes.

Les phtanites qui, à Coutances, sont en contact anormal avec la diorite, se développent vers l'est dans un ordre de succession qui les place postérieurement aux roches basiques.

Malgré l'absence d'affleurements continus et de succession visible sur le terrain, il semble que l'ordre stratigraphique soit le suivant :

1. *Roches de métamorphisme général;*
2. *Roches volcaniques;*
3. *Phtanites* réfractaires au métamorphisme de contact et schistes transformés par la diorite en *chloritoschistes* et *séricitoschistes.*

Cet ordre de succession semble bien confirmé par les observations faites en Bretagne où l'on a :

1. *Amphibolites de Lanvollon;*
2. *Série basique d'Erquy;*
3. *Complexe des phtanites.*

4. DIORITE DE COUTANCES.

L'existence du massif dioritique de Coutances est connue depuis longtemps : déjà BRONGNIART l'avait signalée et nomenclaturée parmi les « terrains syéniteux » (1814, p. 121); un demi-siècle plus tard, BONISSENT parle du « massif des roches amphiboliques » comme d'une chose bien connue de tous (1870, p. 30). Avec une finesse d'analyse qui caractérise sa perspicacité habituelle, Bonissent reconnaît une grande variété de roches dans ce complexe : on pourra se reporter à son œuvre pour s'en convaincre; de part et d'autre de la diorite affleure, en effet, une série de roches qu'affecte le métamorphisme général, ainsi que des roches basiques éruptives souvent très transformées qui caractérisent ce niveau.

Les travaux de prospection géophysique du B.R.G.G.M. qui avaient pour objet de déterminer les anomalies de la pesanteur (anomalies de Bouguer — densité 2,3) dans une région de terrains anciens où émerge la diorite de Coutances, ont montré *l'existence d'un massif basique profond donnant une très forte anomalie*, atteignant 30 mgal aux environs du Mesnilbus et de Saint-Michel-de-la-Pierre. On remarquera de plus que le contour de ce massif profond s'ordonne autour d'un axe que suit la diorite de Coutances, axe qui est ici considéré comme un axe anticlinal majeur. Or, à propos des pointements de la diorite, J. Goguel, commentant les résultats de la mission du B.R.G.G.M., conclut : « Nous sommes conduits à supposer qu'ils manifestent la présence en profondeur d'un important massif d'une roche assez basique » (1954, p. 15).

Ces observations sont donc assez en opposition avec une origine endomorphique de la diorite de Coutances qui ne se présente pas comme un granite d'anatexie, au moins dans ce que j'ai observé : sa disposition axiale suivant un anticlinal majeur paraît très vraisemblable; il semble que la diorite de Coutances soit *syncinématique :* cette interprétation s'accorde avec les données diverses que j'ai pu recueillir, tant pétrographiques (*existence de métamorphisme de contact*) que stratigraphiques (*antériorité de la diorite aux tillites*).

5. CONCLUSIONS.

Des considérations qui précèdent, il résulte que, de part et d'autre d'un axe qui occupe une position médiane que concrétisent les affleurements de la diorite de Coutances, on a :

1. *Des cornes amphiboliques et pyroxéniques* formant un noyau central anticlinal où la diorite occupe une position syncinématique;

2. *Une série de roches éruptives*, d'abord basiques, puis successivement, en s'éloignant de l'axe Le Mesnilbus-Saint-Nicolas, plus acides, ce sont des roches de projection et des rhyolites.

Cet ensemble forme l'*Étage d'Erquy* occupant le centre de l'anticlinal majeur de Coutances.

Quant à la mise en place de la diorite, on peut supposer qu'elle est syntectonique d'une première phase orogénique ayant provoqué une émersion des Briovériens inférieur et moyen, antérieure aux tillites. Le démantèlement des roches de ces étages a fourni des éléments retrouvés dans les tillites.

CHAPITRE IV

BRIOVÉRIEN MOYEN (NIVEAU DES PHTANITES) : ÉTAGE DE LA LANDE DES VARDES (X^{2a})

1. DÉFINITION.

Dans la stratigraphie du Briovérien, les phtanites jouent un rôle important, non pas en raison de leur développement (ils ne forment que des bandes relativement peu épaisses au sein de l'X), mais de leur caractère lithologique particulier. Ils constituent un niveau repère très facile à reconnaître dans la succession habituellement si monotone des assises; aussi le niveau des phtanites est-il un facteur très important pour déceler la structure géologique d'une région. P. Pruvost et G. Waterlot ont donné un fort bel exemple de ce que l'on peut tirer de cette observation des bandes de phtanites : ils ont ainsi mis en évidence la structure du synclinal de Binic, en Bretagne (cf. feuille n° 59, Saint-Brieuc, de la carte géologique de la France au 1/80 000 et notice explicative de la même feuille).

Le terme de « phtanite », créé et défini par Haüy (1822, p. 566) désigne un quartz compact argileux, le « *Kieselschiefer* » des auteurs de langue allemande; « $\varphi\theta\alpha\nu\omega$ » signifiant « j'indique », Haüy a voulu désigner ainsi une roche de structure purement siliceuse « annonçant » un passage aux schistes.

L. Cayeux, dans son *Traité des Roches siliceuses de France* (1929, p. 354), adopte la définition suivante : « les phtanites sont... des roches stratifiées, en lits continus, formées au fond de la mer à la façon des sédiments ».

Dans la littérature régionale, les phtanites désignent des quartzites à grain fin, habituellement bien lités. La couleur est variable du noir au gris très clair. Leur dureté permet de les reconnaître facilement sur le terrain car ils rayent le verre ou l'acier. Leur cassure est plus ou moins conchoïdale, quand ils sont en bancs épais; mais, lorsqu'ils sont très finement lités, les arêtes des cassures sont moins tranchantes; il semble en outre que, moins massifs, ils aient subi davantage l'écrasement qui provoque parfois l'effritement.

2. PÉTROGRAPHIE.

Les phtanites du Briovérien ont été initialement reconnus et décrits en Bretagne, à Lamballe, où L. Cayeux a découvert une remarquable microfaune que j'ai retrouvée dans les phtanites briovériens de Normandie. Jusqu'ici, les traces d'organismes étaient soupçonnées dans les phtanites normands. Louis Dangeard signale des traces attribuables à des Radiolaires. Mais on n'avait pas encore retrouvé les organismes décrits par L. Cayeux (voir appendice I).

Depuis longtemps, l'analogie lithologique et minéralogique des phtanites normands et bretons avait conduit les géologues normands à les considérer comme identiques et à adopter, pour ceux de Normandie, le terme de phtanites utilisé en Bretagne. Mais ce terme a pris en Normandie une extension plus grande que la définition proposée ne le suggère : ce qui est légitime, à mon sens, puisqu'on en vient à grouper, sous un même nom très commode, tous les microquartzites, contenant plus ou moins de matière charbonneuse d'origine organique.

Il est probable que beaucoup de pétrographes étrangers à la Normandie préféreraient parler de microquartzites; je pense toutefois qu'il y a intérêt à conserver la désignation adoptée par les géologues régionaux.

Examinés en lame mince, les phtanites ont pour caractère commun d'être plus ou moins recristallisés : la silice secondaire est mise en évidence dans de nombreux filonnets qui sillonnent la roche. Je crois que cette recristallisation pourrait expliquer les difficultés rencontrées pour retrouver des microorganismes aussi fragiles que les Radiolaires.

Le quartz est l'élément prédominant; il est souvent sous forme de petits cristaux bipyramidés. On constate le plus souvent que ces roches ont subi une action mécanique intense.

La matière charbonneuse vient au second rang des constituants des phtanites. Ni la recristallisation, ni l'écrasement ne la font disparaître. C'est la présence de cette matière, dont l'origine organique est incontestable, qui donne à la roche sa couleur sombre, noire le plus souvent. Parfois cette substance forme une trame si dense que les lames minces demeurent complètement opaques (lame 136). On a alors de véritables lydiennes, dont certains échantillons pourraient constituer d'excellentes pierres de touche pour l'orfèvrerie. Cette matière charbonneuse se répartit tantôt en traînées sans forme aucune, tantôt en granulations agglutinées; sous un fort grossissement cela prend l'aspect de débris où, sans pouvoir reconnaître de formes nettement déterminables, on constate qu'il y a eu antérieurement des structures dont l'épaisseur ne dépasse pas 60 μ. Mais tout cela se superpose en réseaux confus rendant l'observation plus ou moins impossible.

Il arrive parfois que la roche soit libre de ces amas graphiteux ou charbonneux, on aperçoit alors sur le fond quelques rhomboèdres de *calcite*, des cubes de *pyrite de fer;* parmi les autres minéraux, on rencontre parfois le *rutile*, l'*apatite*, la *muscovite* et la *tourmaline*.

Du point de vue chimique, on peut dire que tous les phtanites de Normandie se rapprochent de ceux de la Lande des Vardes dont une analyse a été faite et a donné les résultats suivants :

SiO_2	97,85
Al_2O_3	1,08
Fe_2O_3	0,87
CaO	–
MgO	traces
K_2O	–
Na_2O	–
CO_2	–
H_2O	0,12 [1]

3. LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS.

Antérieurement, les phtanites étaient connus au nord et à l'ouest de la Normandie dans plusieurs localités. La feuille n° 44 Coutances de la carte géologique au 1/80 000 indique l'existence de deux bandes de phtanites parallèles, à l'ouest de Coutances, celle du sud étant longue de plusieurs kilomètres.

---

[1] Analyse donnée par L. Cayeux (1929).

Dans la légende de la même feuille (2e édition), A. Bigot mentionne aussi des phtanites à Quibou (au lieudit Pont-de-Mazé qui est situé près du bord sud de la feuille n° 28 Saint-Lô).

Dans les légendes des feuilles nos 16 et 17, Les Pieux et Cherbourg, le même auteur signale des phtanites à l'ouest de Cherbourg, à Landemer, et à l'est de Cherbourg, au prieuré de Clitourps et dans les rochers littoraux de Bretteville-les-Cordeliers.

Je compléterai cette liste d'affleurements par d'autres que j'ai découverts, et qui augmentent de façon importante l'extension des phtanites dans le Briovérien.

Ils sont situés sur les feuilles nos 28 et 44 (Saint-Lô et Coutances) de la carte géologique au 1/80 000.

a. Affleurements nouveaux de la feuille Saint-Lô. — On les trouve notamment au Lorey, à La Chapelle-en-Juger, à Hébécrevon, à Littry et même à Saint-Lô.

Au Lorey : au nord-est, dans un sentier menant de la Peignère à la Jaminière; au nord-ouest de l'église (les Logettes); enfin à l'ouest près de Fontenay.

A La Chapelle-en-Juger : au sud (le Bas-Marais); puis sur la limite est de la commune, le long de la rive ouest de la Terrette, à la Trourie et à 1 kilomètre au sud de ce dernier endroit.

Entre l'affleurement de la Peignère et celui de la Trourie existe une bande dont on rencontre des témoins dans les blocaux de solifluxion : lors d'un captage d'eau à la ferme de la Terrerie, au nord de Marigny, on a trouvé, en effet, des morceaux de phtanites dans les formations de la solifluxion quaternaire; la topographie indique qu'ils proviennent selon toute vraisemblance d'une colline voisine située à l'ESE et qui porte sur la carte l'indication l'Autrie. Or la ferme de la Terrerie, comme l'Autrie, se trouvent sur la droite qui joint les deux affleurements de phtanites de la Trourie et de la Peignère.

Si l'on prolonge cette droite vers l'est, on aboutit à Littry où les phtanites affleurent : l'affleurement est situé à Haribel.

Évidemment, on ne saurait parler de bandes de phtanites affleurant continuement : ceci serait en contradiction absolue avec le style de la tectonique cadomienne (c'est d'ailleurs cette même raison qui me fait douter de l'interprétation cartographique de A. Bigot pour la longue bande sud continue des phtanites de Courcy-Cambernon).

Le long de ce que j'appelle le grand axe phtanitique qui prolonge loin à l'est les phtanites de Coutances, j'ai constaté la présence des phtanites en deux points. L'un a été observé à l'est de Saint-Lô dans une tranchée creusée lors des travaux de reconstruction de la ville, près de la jonction des routes de Bayeux et de Caumont; l'autre, à l'emplacement de l'ancienne église de Bahais (Cavigny).

L'axe phtanitique indiqué ci-dessus est donc une direction générale et, de part et d'autre, existent des probabilités d'affleurement : c'est le cas, par exemple, pour les phtanites de Quibou situés beaucoup plus au sud, par répétition des plis.

b. Affleurements nouveaux de la feuille Coutances. — Les phtanites sont à signaler à Coutances même. Les travaux de reconstruction ont montré que la ville de Coutances, au sud et au nord de la cathédrale, est bâtie sur les phtanites. Ceux-ci sont très écrasés et situés au contact immédiat de la diorite : j'ai observé ce contact dans une tranchée à la jonction des routes de Saint-Lô et de Carentan.

Il existe aussi des phtanites à Mesnil-Aubert.

Ainsi les phtanites forment un horizon stratigraphique continu que la tectonique d'axe B fortement plongeant et décrivant des lignes sinueuses suivant le plan vertical fait affleurer de façon discontinue.

4. L'AXE PHTANITIQUE COUTANCES-LITTRY.

Tous ces phtanites affleurent suivant une direction générale que j'appelle axe phtanitique : il s'étend de Coutances à Littry. J'ajouterai quelques remarques caractérisant les gisements.

A. *Phtanites de Coutances.*

Le style de l'étage des phtanites est nettement celui d'une tectonique profonde : c'est une zone de microplissement. Grâce à des travaux effectués en 1951 pour la reconstruction de la ville de Coutances, j'ai pu observer, près de l'emplacement actuel du marché au poisson, une bonne coupe de 50 mètres dans les phtanites (cf. fig. 13).

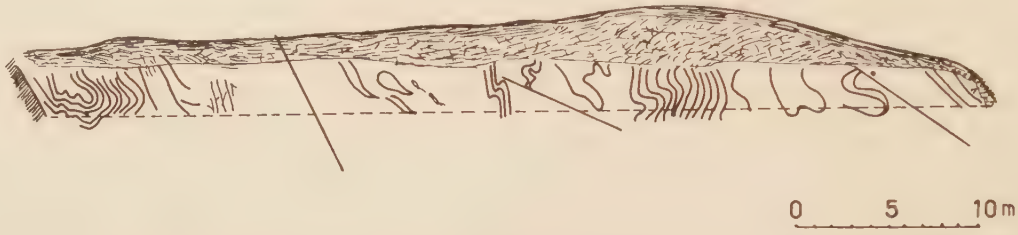


Fig. 13. — *Coupe dans une excavation pour l'établissement des fondations d'un immeuble en construction en 1951, à Coutances, au S de la cathédrale, dans le quartier de la Poissonnerie (Phtanites).*

L'intensité des plis est considérable, le chiffonnage de la roche est extrême, avec un déversement du plan axial de tous les plis vers l'WSW; d'ailleurs le mouvement général de l'ensemble indique une poussée latérale d'est en ouest, comme en un flanc sud d'anticlinal dont la diorite occuperait le noyau. L'étirement des roches est tel que les phtanites sont tantôt pulvérisés, tantôt broyés en petits fragments de l'ordre de 2 à 3 centimètres cubes. Seules, quelques parties plus dures subsistent tout de même, formant des lentilles étirées, discontinues, disséminées au milieu du broyage général. Quelques-unes des parties non écrasées permettent de reconnaître l'existence de petites charnières synclinales. Mais c'est exceptionnellement que l'on peut distinguer çà et là un banc ou deux : d'ailleurs des fractures posthumes ne les laissent jamais subsister ininterrompus sur une distance dépassant un mètre ou deux.

B. *Phtanites de la Lande des Vardes.*

Les affleurements de la Lande des Vardes sont les plus célèbres, car c'est là qu'ont été décrits les phtanites dits de Coutances.

Les phtanites de la Lande des Vardes (commune de Courcy) ont été exploités depuis un siècle pour l'empierrement. Étant donné leur importance, je donnerai quelques précisions sur leur localisation : pour accéder à ces affleurements, on doit prendre sur la route nationale de Saint-Lô-Coutances la première route à gauche (en venant de Saint-Lô) après le passage à niveau de la ligne Cherbourg-Coutances; puis, à 500 mètres environ de la grand'route, on tourne à droite par un sentier qui longe la ferme de la Lande des Vardes et qui se poursuit vers l'WSW pendant quelques centaines de mètres; on découvre sur le côté droit de ce sentier une série de fronts de taille de plus en plus envahis par la végétation.

E. Hébert (1885, p. 717) a donné une bonne coupe de ces carrières (cf. fig. 14). Il y a décrit un « filon de quartz » : « la structure du filon est zonée verticalement. Ces zones correspondent à des feuillets qui redeviennent schisteux dans leur prolongement; on reconnaît que le filon fait partie de la masse schisteuse et qu'il doit sa formation à une pénétration intime du schiste par la silice, pénétration qui a respecté la structure en l'indiquant par des zones de couleur différente. La partie noire a ordinairement des salbandes blanches ».

Ce que décrit Hébert doit être expliqué ici, car son interprétation offre plusieurs inexactitudes. Le prétendu filon de quartz est dû à un remaniement *in situ* de la silice avec perte de carbone. Les schistes qu'Hébert croyait imprégnés par la silice provenant du « filon », sont des phtanites : Hébert commettait un contresens; ce sont les phtanites qui ont fourni la silice du pseudo-filon; enfin les salbandes blanches sont dues à une décomposition kaolinique de phtanites broyés ou plus pauvres en silice, décomposition qui s'explique assez bien par la nature silico-alumineuse de la roche.

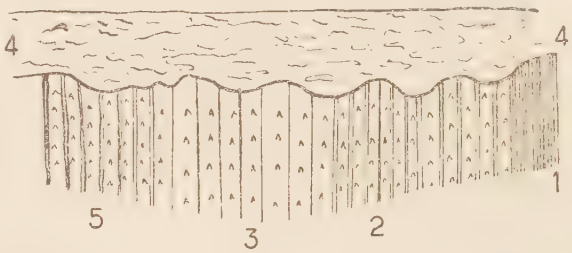


Fig. 14. — « *Filon de quartz de la Lande des Vardes* », d'après E. Hébert (1885, p. 718, fig. 13).

1 : phyllade altéré ; 2 : quartz noir (interprétation correcte : phtanites) ; 3 : quartz blanc ; 4 : sol superficiel composé de débris remaniés dans l'argile.

Coupe complétée par l'auteur : 5 : phtanites noirs actuellement visibles.

Si, en dépit des erreurs d'interprétation, j'ai cité ici E. Hébert, c'est que la matérialité de ses observations est toujours exacte et qu'il n'est pas sans intérêt de savoir comment se présentaient les phtanites de la Lande des Vardes avant leur exploitation intensive. Ainsi E. Hébert donne la coupe d'un noyau anticlinal : or il ne subsiste actuellement que la partie notée 5) sur la figure 14.

Enfin, dans la partie la plus occidentale des carrières abandonnées de la Lande des Vardes, on peut observer de belles structures d'axe B indiquant un plongement des plis de 60°, et plus, vers l'est.

C. *Phtanites de Littry.*

La présence des phtanites à Haribel est annoncée dans les terres labourées au sud de « la Mine ». Le seul affleurement que j'en ai trouvé est plus à l'est, mais manifestement l'extension des phtanites est plus grande que ne l'indique l'affleurement, à en juger par les blocaux rencontrés dans les formations de la solifluxion quaternaire.

Comme les phtanites de Coutances et de la Lande des Vardes, ceux de Littry occupent un niveau tectonique assez profond (zone de microplissement). Mais le fait le plus remarquable, du point de vue structural, est la direction des plis : on y trouve en effet les orientations suivantes : NS, N 170°, N 15°. S'agit-il d'une incidence locale ou d'une véritable virgation, seuls des sondages au nord pourraient en décider.

D. *Phtanites situés au sud de l'axe précédent.*

Au sud de l'axe phtanitique Coutances-Littry existent plusieurs gisements de phtanites. L'un d'eux, le plus important, est situé au nord de Quibou, au lieudit Pont-de-Mazé. Les phtanites y ont été exploités pendant le XIX^{e} siècle; le gisement épuisé, la carrière a été abandonnée depuis fort longtemps et la végétation l'a envahie, rendant malaisées les observations. Toutefois, la limite de la carrière fournit le contour des phtanites au milieu des roches encaissantes. L'exploitation ne s'est pas poursuivie au-dessous du niveau actuel, manifestement en raison des venues d'eau importantes : de nombreuses sources existent au voisinage et, de plus, la Terrette coule à proximité.

J'ai effectué à la pioche des fouilles pour mettre à jour les phtanites, et en particulier dans la partie sud où ils sont en contact avec une tillite (cf. chapitre IX). Au voisinage du contact, la tillite donne une argile grise sur une épaisseur qui varie entre 10 et 20 centimètres. Les phtanites sont très fortement oxydés par des sels de fer sur une épaisseur semblable. Je crois que cette surface oxydée n'est pas plane, mais il ne m'est pas possible de le préciser dans l'état actuel de mes observations.

Il existe probablement, entre la tillite et les phtanites de Quibou, un contact mécanique, mais ce contact suppose une discordance stratigraphique pour deux motifs : l'existence de blocs de phtanites remaniés dans la tillite de Quibou et l'anomalie fréquente des contacts entre une roche aussi dure et aussi peu malléable que les phtanites, d'une part, et un sédiment aussi plastique que la tillite.

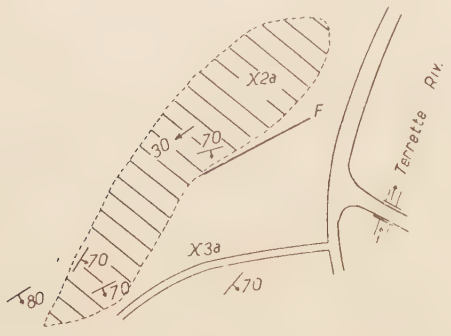


Fig. 15. — *Gisement de phtanites à l'ouest du Pont-de-Mazé*

Les phtanites de Quibou m'ont fourni une préparation (lame 243) où j'ai découvert des microorganismes. L'examen de cette lame a déterminé G. Deflandre à lever son hésitation à faire entrer les microorganismes du Briovérien dans la Nomenclature (1955).

Un autre gisement de phtanites existe à Mesnil-Aubert au contact du Coblencien (lame 61). Étant donné la complexité de cette région faillée où sont mis en contact (du sud au nord) le poudingue cambrien et les schistes et dalles de Campeaux avec le Coblencien, puis le Coblencien avec le Briovérien, je ne suis pas en mesure de fournir actuellement une interprétation. Je me borne à signaler l'existence de phtanites probablement briovériens à Mesnil-Aubert.

Enfin, au cours de travaux d'adduction d'eau à Bréhal en 1953, on a mis à jour une roche quartzique qui pourrait suggérer un remaniement de la silice assez analogue à celui que j'ai signalé à la Lande des Vardes.

La liaison entre les trois gisements précédents est une simple hypothèse de travail suggérée par la courbe générale de l'axe des phtanites et de l'axe des grès calcareux; il pourrait peut-être exister un deuxième axe phtanitique. La fragilité des présomptions ne me permet pas de le cartographier comme le précédent.

5. ROCHES ACCOMPAGNANT LES PHTANITES.

Comme en Bretagne, les phtanites du Briovérien de Normandie sont accompagnés de *schistes tendres* qui s'altèrent facilement en donnant en surface des argiles épaisses.

En outre, on trouve, au même niveau, des *schistes graphiteux* dont je connais deux gisements. L'un, qui n'a jamais été signalé, se trouve à La Chapelle-en-Juger, au lieudit le Bas-Marais [1]. L'autre, déjà mentionné par Bonissent (1870), existe à Saint-Pierre-de-Semilly; j'en ai retrouvé l'emplacement exact dans un sentier de direction nord-sud près de Fontaine-l'Évêque. Près de ce gisement, il existe dans les blocaux de la solifluxion quaternaire des éléments assez volumineux de phtanites, ce qui donne à penser que ceux-ci sont proches, bien que leur gisement soit encore inconnu.

6. CONCLUSIONS.

Les phtanites forment donc un niveau repère dans le Briovérien. Le nombre élevé des gisements connus permet d'esquisser une direction générale. Leur présence en galets dans la tillite les situe avant les tillites; leur disposition par rapport à l'Étage d'Erquy et à l'anticlinal majeur de Coutances les place *immédiatement au-dessus du Briovérien inférieur, mais au-dessous des phyllades qui affleurent dans la région de Saint-Lô et qui constituent l'Étage de Villiers-Fossard.*

---

[1] Les habitants de La Chapelle-en-Juger appellent cette roche du « charbon »; le maréchal-ferrant du village m'a dit avoir utilisé ce « charbon » comme combustible pendant la guerre de 1940-1944. Ce combustible est fort pauvre, mais, dans un foyer ardent il rougit et le carbone y est en quantité suffisante pour dégager des calories.

CHAPITRE V

BRIOVÉRIEN MOYEN DANS LA RÉGION DE SAINT-LÔ : ÉTAGE DE VILLIERS-FOSSARD (X^{2b})

Longtemps, les schistes, phyllades, et grès notés X sur la carte géologique, ont été désignés sous le nom de schistes et phyllades de Saint-Lô (cf. chap. I).

Le terme de Briovérien, créé par Ch. Barrois, conserve le type de la définition dans cette même localité.

Les pages qui précèdent ont permis de constater que le complexe du Briovérien est assez varié dans le détail. Cependant nous avons rencontré deux niveaux assez aisément identifiables : le Briovérien inférieur avec ses roches basiques, et le Briovérien moyen des phtanites.

En nous élevant plus haut dans la série, nous abordons un niveau plus difficile à déterminer. Lorsqu'on n'a pas une connaissance bien expérimentée des roches du Briovérien, on est saisi par l'impression de monotonie dominante, et quand on croit avoir trouvé quelques termes de comparaison avec des caractères précis, il n'est pas rare de se heurter aussitôt après à de telles contradictions que, déconcerté, on en vient à renoncer à établir des corrélations de niveaux.

Ce fut du moins la tentation que j'éprouvai après plusieurs années d'observations. Aujourd'hui cependant je pense être en mesure de déterminer un certain nombre de faciès pétrographiques de l'X qui doivent être attribués au Briovérien situé entre les phtanites et les tillites.

Au-dessus du niveau des phtanites se situe le niveau des phyllades de Villiers-Fossard.

Sans doute aurais-je pu conserver le terme de « Phyllades de Saint-Lô », mais, comme je l'ai rappelé ci-dessus, ce terme ancien s'étendait à tout le Briovérien; si je l'avais conservé pour ne désigner qu'une partie du Briovérien, cela aurait risqué de créer pour l'avenir des confusions entre le terme adopté par Ch. Barrois et celui qui découle de la définition que je propose.

J'ai pris le type de la définition à Villiers-Fossard parce que c'est dans cette localité que j'ai trouvé des caractères bien définis qui m'ont incité à choisir là le type d'un niveau de l'X.

L'*Étage de Villiers-Fossard, deuxième niveau du Briovérien moyen,* est beaucoup plus épais que le niveau des phtanites.

Il se subdivise en trois horizons. L'ordre de succession de ces trois divisions est encore à trouver; pourtant il n'est pas impossible, mais ce n'est qu'une hypothèse fragile, je l'avoue, que ces trois horizons correspondent à une succession stratigraphique qui, de bas en haut, serait :

1. *Les schistes de Saint-André-de-l'Épine;*
2. *Les grès feldspathiques de Rampan;*
3. *Les phyllades de Cantilly* (Cerisy-la-Forêt).

1. HORIZON DE SAINT-ANDRÉ-DE-L'ÉPINE.

Cet horizon est formé de schistes très fins et noirs qui alternent avec des quartzites de couleur plus claire, grisâtre. Les schistes, comme les quartzites, sont en lits très minces, d'autant plus minces qu'ils sont souvent laminés. Dans cet horizon, la silice est souvent remaniée à l'état de filonnets de quartz qui s'injectent suivant la stratification, tantôt en lits réguliers, tantôt en lentilles, ce qui donne à la roche un aspect gneissique. Généralement l'interstratification du quartz se fait entre les lits schisteux, mais il peut arriver aussi que ces lits de remaniement de la silice se placent dans des bancs de quartzites, la roche prend alors un aspect analogue à ce que l'on observe dans le niveau des phtanites.

Les roches de cet horizon se rencontrent dans diverses localités réparties autour de Saint-Lô : à Port-Cavelande et à la Maçonnerie, puis à mi-chemin entre Saint-Lô et Rampan; près de Mesnil-Rouxelin, non loin du filon de diabase signalé sur la carte; au sud de Saint-Lô, à Canisy; et à l'est, Sainte-Croix-de-Saint-Lô, Saint-André-de-l'Épine, Bérigny, Cerisy-la-Forêt, Balleroy (route de Montfiquet); enfin à Saint-Jean-des-Baisants, Sallen et Foulognes. Dans ces trois dernières localités, il semble que les roches de cet horizon ne forment qu'une bande assez mince.

Si je place les schistes de Saint-André-de-l'Épine à la base du niveau de Villiers-Fossard, c'est que, à plusieurs reprises, je les ai trouvés associés à des schistes noirs dont la présence est fréquente au voisinage des phtanites, mais encore une fois ce n'est qu'une hypothèse de travail.

2. HORIZON DE RAMPAN.

Les grès feldspathiques de Rampan se distinguent des autres grès à feldspath qu'on rencontre dans le Briovérien supérieur par l'absence de grains détritiques de phtanites toujours si aisés à repérer. En général, les feldspaths sont abondants et constituent jusqu'à 40 % de la roche; ils sont très étirés, caractère constant de cet horizon.

Ces grès peuvent s'observer à Rampan, dans la boucle de la Vire; à Saint-Lô près de Port-Cavelande; à Sainte-Croix-de-Saint-Lô; à la Barre-de-Semilly, la Luzerne, Couvains, Bérigny, Balleroy, Mesnil-Rouxelin, et au sud de Littry.

3. HORIZON DE CANTILLY.

Les phyllades de Cantilly (sud de Cerisy-la-Forêt) sont formés par des alternances de lits généralement assez minces de quartzites et de schistes ayant subi un métamorphisme général assez marqué. Ce faciès de lits alternants de schistes et de grès est un faciès banal du Briovérien : ce n'est donc pas dans le faciès sédimentaire que doit être cherchée la différenciation de cet horizon, mais dans les caractères pétrographiques.

Et d'abord dans la richesse en silice avec transformation des grès en quartzites assez fins contenant parfois un peu de matière charbonneuse, comme les phtanites dont ils se distinguent pourtant par l'absence d'une action de recristallisation tardive qui était à peu près constante dans les phtanites.

Ensuite, le métamorphisme général par lequel la séricite se développe abondamment dans les schistes.

Enfin, notons que l'écrasement et le laminage de ces roches sont intenses — de même que dans les niveaux qui sont inférieurs à cet horizon, mais en opposition avec ceux du Briovérien supérieur.

Les phyllades du type Cantilly se rencontrent au sud de Rampan; puis à Saint-Lô (Port-Cavelande et la Maçonnerie); à la limite sud de la commune de Sainte-Croix-de-Saint-Lô sur la route de Saint-Lô à Vire, au nord-ouest de Fumichon; à Couvains; au sud de Balleroy, non loin du cimetière; à Cantilly (Cerisy-la-Forêt); à Précorbin (carrière); à l'ouest de Cormolain; enfin, entre Parfouru-l'Éclin et Foulognes.

Les caractères assez nets, au total, des roches décrites dans les trois horizons précédents indiquent qu'elles appartiennent à un niveau assez profond situé entre la « zone de foliation » et la

« zone de schistosité de fracture » de Fourmarier. Ce niveau se développe principalement au voisinage du front commun situé entre la zone des microplissements et la zone de schistosité de flux, avec des schistes souvent satinés. Incontestablement, ce caractère ne saurait suffire à lui seul, aussi n'est-ce pas seulement sur lui que je me fonde, mais sur un autre fait déjà signalé : à savoir un métamorphisme général caractérisé par la présence de schistes cristallophylliens où Mme JÉRÉMINE a observé (dans une de mes lames par elle examinées) de la vermiculite indiquant un métamorphisme assez avancé.

Dans la région de Saint-Lô qu'étudie ce chapitre, existent, en plus des roches métamorphiques indiquées, des schistes et des grès appartenant manifestement à un niveau moins profond comme le prouve leur degré de métamorphose. Je suppose qu'il faut attribuer ce fait à une répétition par plis qui amène le Briovérien supérieur à affleurer vers les bordures septentrionale et orientale du Briovérien moyen (X^{2b}). Au sud, les affleurements ne permettent guère d'être affirmatif. Mais à Pont-Hébert, il y a une série de roches probablement plus jeunes, ainsi que dans la région de Castillon. Notons à ce propos qu'à Castillon apparaissent des schistes ardoisiers; or ceux-ci sont généralement très proches de l'étage des tillites et des schistes à galets (voir appendice III).

Par contre, à Sainte-Marguerite-d'Elle, tout à fait au nord de l'X, on a des schistes et des grès plus anciens près des calcaires de La Meauffe. On verra combien le bouleversement de cette région est considérable (cf. appendice II).

A Planquery existe un petit poudingue, fortement étiré comme on le voit à l'œil nu; en lame mince, il présente des zones schisteuses : ce sont des fragments de schistes repris dans une sédimentation plus grossière. La schistosité y est mise en évidence par l'alignement subparallèle des éléments phylliteux ainsi que des petits éléments de quartz qui accompagnent les phyllites. La roche est un grès à ciment phylliteux contenant beaucoup de quartz et de feldspath; par places, apparaissent des amas opaques de matière organique avec des débris d'organismes dont il est encore hasardeux de proposer une détermination. Par ces caractères pétrographiques et tectoniques, ce poudingue se rattache au Briovérien moyen, et par ses caractères sédimentologiques au Briovérien supérieur : c'est un poudingue du type Averton. Quel que soit l'âge exact du micropoudingue de Planquery, celui-ci se situe probablement aux confins des Briovériens moyen et supérieur. Il témoigne, à mon avis, de l'exondation du Briovérien moyen, ce qui, notons-le, étayerait bien l'hypothèse de rides préliminaires antérieures aux tillites. Il est même possible d'avancer l'hypothèse que ce micropoudingue jalonne un synclinal, eu égard aux observations de terrain. Les grès de Pont-Hébert et de Castillon occuperaient d'ailleurs une position analogue.

4. CONCLUSIONS.

Si l'on examine la répartition générale des niveaux du Briovérien moyen par rapport au Briovérien inférieur, on trouve la succession suivante : à la base, le *complexe des roches amphiboliques* (X^1) passant vers le haut aux *phtanites* (X^{2a}) puis, au-dessus, les roches du *niveau de Villiers-Fossard* qui sont réparties, géographiquement, principalement au sud des phtanites; enfin, le Briovérien moyen (X^{2b}) se termine vers le haut par des faciès détritiques comme celui de *Planquery* [1] où figurent des éléments empruntés au Briovérien moyen.

Cette argumentation stratigraphique liée à des considérations tectoniques, telles que les plongements d'axes B ou les caractères de la schistosité des divers niveaux, me conduit à admettre comme un fait certain que le *niveau des phtanites est à la base du Briovérien moyen :* il se peut que ce niveau des phtanites soit contemporain ou très voisin des schistes de Saint-André-de-l'Épine; en tout cas, j'admets à titre d'hypothèse que les phyllades de Cantilly paraissent terminer le Briovérien

[1] On sait que le poudingue d'Averton est stratigraphiquement lié aux tillites (GRAINDOR, 1950).

moyen et passer vers le haut à des sédiments de démantèlement des niveaux du Briovérien inférieur et du Briovérien moyen alors émergés.

Toutes ces observations conduisent à esquisser sur la carte quelques axes synclinaux et anticlinaux. Malheureusement les failles sont nombreuses car le Briovérien constitue une sorte de socle compartimenté, fragmenté, et il y a probablement beaucoup de ces failles qui ne sont pas visibles et dont on soupçonne seulement l'existence; aussi la cartographie proposée, très hypothétique, n'est-elle encore qu'une première tentative qui devra subir, sans aucun doute, des corrections au fur et à mesure des découvertes nouvelles : toutefois je considère que les lignes générales dont cette carte tente de donner une première représentation sont suffisamment établies pour être publiées.

CHAPITRE VI

BRIOVÉRIEN INFÉRIEUR ET MOYEN DE LA HAGUE

A l'extrémité nord-ouest du Cotentin, la région de la Hague forme un quadrilatère qui s'étend de Cherbourg au cap de la Hague au nord, et du Nez de Jobourg à Nouainville au sud.

La Hague est une région extrêmement complexe et l'actuelle carte au 1/80 000 (feuille nº 16 Les Pieux) n'a pu en donner qu'une interprétation incomplète, parfois inexacte.

Dans ce chapitre, j'envisagerai un certain nombre de points :

1. *La stratigraphie de la côte nord de Cherbourg à Éculleville,*
2. *Le cristallophyllien profond de Jobourg,*
3. *Les contacts Cambrien — X d'Auderville,* parce qu'il s'y rencontre un problème d'ordre général sur les venues granitiques, problème connexe à celui du granite d'Athis.

Les terrains rencontrés appartiennent au Briovérien inférieur et au Briovérien moyen : il m'a paru difficile de les séparer, c'est pourquoi ils sont traités ensemble dans ce chapitre.

1. STRATIGRAPHIE DE LA CÔTE NORD, DE CHERBOURG À ÉCULLEVILLE.

De Cherbourg à Éculleville, la côte offre une coupe naturelle intéressante qui débute dans l'Arsenal de Cherbourg. Là j'ai pu voir des roches très écrasées et une série fortement déversée, avec des pendages ne dépassant jamais 45º N et pouvant même s'abaisser jusqu'à 15º N, fait unique dans le Briovérien. La schistosité et la stratification s'y confondent : toute orientation paraît bien déterminée par la poussée latérale du charriage NE-SW qui affecte toute la Hague et provoque, immédiatement à l'ouest de Cherbourg, un chevauchement de l'X sur le Cambrien.

D'est en ouest, les faciès rencontrés à l'Arsenal de Cherbourg sont :

— *le granite écrasé du moulin de la Roche ou Moulin-Pontus* (E. Jérémine, 1930, p. 22) avec les mêmes lentilles de chloritoschistes;

— *des quartzites,* dont un quartzite blanc d'aspect saccharoïde ressemblant à un phtanite transformé (A. Bigot, 1933);

— puis, sans que je puisse déterminer avec plus de précision comment les roches forment des lames qui se chevauchent, j'ai trouvé dans ce complexe *une roche arkosique* qui rappelle celle de la pointe du Heu et que j'attribue au Cambrien.

Du point de vue tectonique, on est dans la zone des microplissements de P. Fourmarier.

Le métamorphisme de cette série de roches très transformées me paraît dû essentiellement au métamorphisme régional. Mais le métamorphisme de contact avec le granite intervient dans les

lentilles de chloritoschistes, par exemple, ainsi que le dynamométamorphisme : au cours d'une excursion à l'Arsenal avec M. L. Dangeard, nous avons trouvé une arkose riche en lamelles détritiques d'orthose et de microcline, très fortement écrasée, avec développement abondant de séricite. Cette arkose nous a paru pouvoir être très probablement attribuée au Cambrien : elle met en évidence, à mon avis, le rôle du dynamométamorphisme qui a contribué au développement de la séricite.

La série des roches de l'Arsenal se poursuit sur le platier de l'anse Sainte-Anne où domine le granite écrasé signalé ci-dessus. Puis en remontant vers le nord, on passe à des roches moins métamorphisées où l'on reconnaît les schistes et quartzites identiques à ceux de Villiers-Fossard.

La pointe de Querqueville est formée de quartzites rubanés et injectés lit à lit par du quartz; on a aussi des schistes avec du quartz en amandes. Les niveaux de schistes plus épais prennent un aspect très satiné et, dans les quartzites, on note l'existence de microplis. Là encore, l'analogie avec l'Étage de Villiers-Fossard est certaine.

Au sud-ouest de la pointe de Querqueville, sous l'église de Querqueville, se trouve un chloritoschiste analogue à ceux de l'Arsenal. Cette roche affleure encore plus au sud jusqu'à la route nationale de Cherbourg à Beaumont-Hague (carrières du moulin de la Roche) où elle est associée, non à des granites écrasés, mais selon A. de Lapparent à un gneiss granitoïde typique (cette opinion est rapportée par A. Bigot, 1929, p. 171).

Au nord, en bordure de la côte, la série du platier de l'anse Sainte-Anne s'étend jusqu'à Urville-Hague (plage de Landemer). La direction des plis, quoique toujours affectée par la poussée tangentielle du nord, ne semble pas aussi effacée que près de l'Arsenal. Déjà, à la pointe de Querqueville, la schistosité liée au charriage et la direction des couches présentaient un angle de 10 à 20° avec la direction des roches de Querqueville. Les pendages sont cependant encore faibles (55° N pour la schistosité, 30° N pour les couches).

Le faciès de quartzite rubané, décrit dans l'Étage de Villiers-Fossard et formé de lits très minces de quartzites et de schistes métamorphiques alternants, se retrouve sur le platier de la côte à Urville-Hague depuis les Marais-de-Bas jusqu'au plateau de Nacqueville accessible à marée basse. Les directions des couches paraissent de moins en moins affectées par la poussée latérale, véritable charriage signalé près de Cherbourg : c'est d'ailleurs la zone qui correspond à la bande régulière du conglomérat de base située au sud entre Beaumont-Hague et Branville jusqu'à la Rue d'Ozouville, exactement figurée sur la carte. Seule une schistosité à pendage faible (20° N à 40° N) orientée N 110° marque l'action tectonique postérieure du charriage avec injection de quartz suivant cette schistosité.

Étant donné l'allure générale des couches entre Landemer et Urville-Hague, je considère que cette région forme *un fond de synclinal briovérien* où la schistosité primitive a pour direction N 60° avec un pendage 75° S. La direction des plis y est très variable, passant de N-S à N 140° avec toutes les directions intermédiaires : j'attribue cette variation aux plissottements d'un fond de synclinal dont l'axe plonge vers le nord-est de 45°. Ce plongement des axes B antécambriens vers le nord-est est d'ailleurs un fait général dans la Hague. On verra que c'est ce plongement qui donne à la zone profonde du Cristallophyllien de Jobourg une allure triangulaire.

A Landemer, à l'ouest du Briovérien de l'Étage de Villiers-Fossard (X^{2b}), on trouve un gisement de phtanite déjà signalé par A. Bigot (notice explicative de la feuille géologique au 1/80.000, feuille n° 16 Les Pieux, 2e édition). Les phtanites de Landemer sont particulièrement intéressants à cause de leur relation stratigraphique avec les roches qui leur sont associées : calcaires, schistes calcareux et schistes graphiteux. La présence de calcaires dans le voisinage des phtanites est un fait important qui pourrait contribuer à orienter des recherches ultérieures. Pour devancer une objection qui ne manquera certainement pas de m'être faite, il convient de préciser que, si la présence des phtanites ne peut constituer en aucune manière de façon habituelle un argument de valeur égale à un critère paléontologique pour déterminer un niveau stratigraphique, je considère néanmoins que,

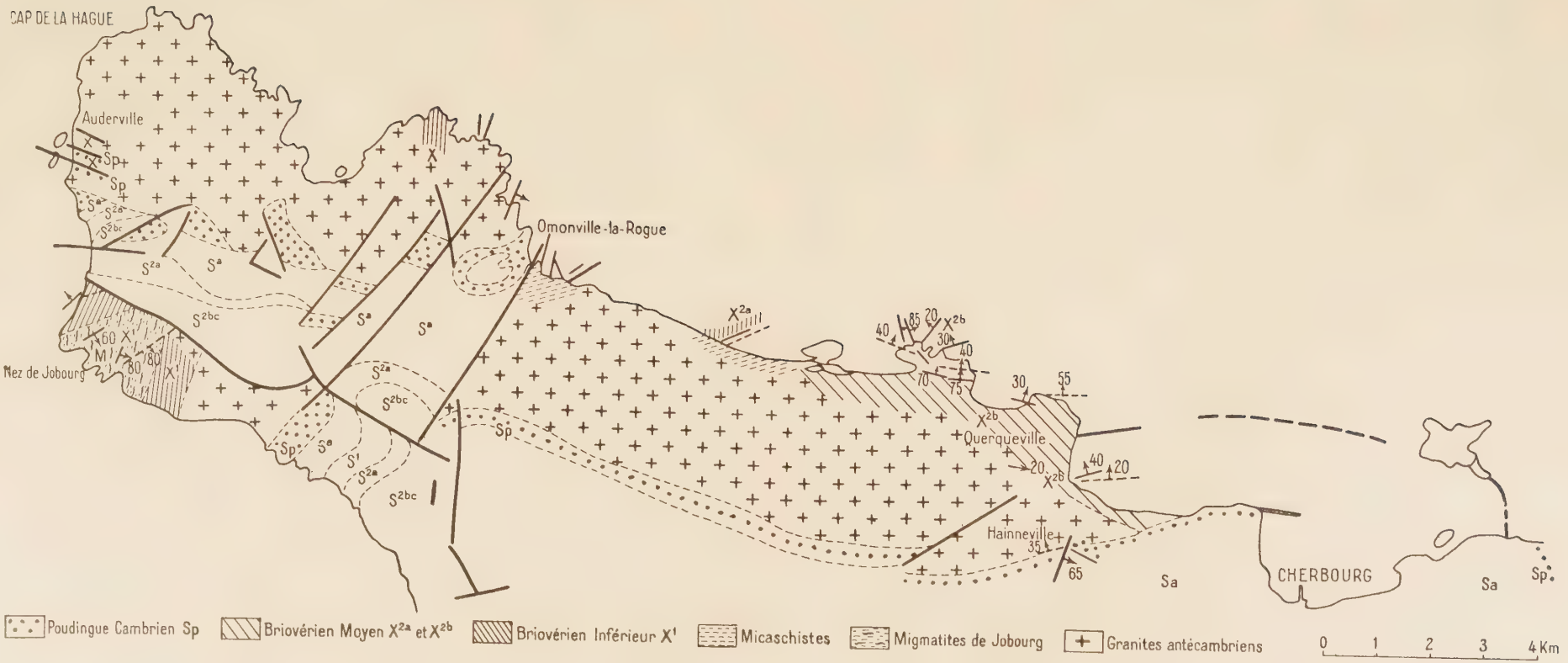


FIG. 16. — *Briovérien inférieur et moyen de la Hague*

dans le Briovérien, ils forment un bon repère et qu'ils sont tous bien situés au même niveau stratigraphique. Si les phtanites de Landemer sont marqués d'une empreinte tectonique plus accusée et si les roches les accompagnant ont un degré de métamorphisme plus accentué que dans la zone de l'axe phtanitique Coutances-Littry, on ne doit pas oublier que toutes les roches de la Hague sont plus transformées que leurs homologues des autres parties du Briovérien, et ceci à cause de l'action tectonique postérieure qui a affecté aussi bien le Cambro-Silurien que l'X. Il y a dans la Hague des phénomènes de charriage qui ne sont pas sans évoquer, tant par leur aspect tectonique que par leur effet sur la transformation pétrographique, ce qui peut s'observer dans les Alpes : le dynamométamorphisme accentue le métamorphisme général.

A partir de Landemer, on trouve une série de roches plus métamorphiques. Cette série s'étend de Landemer à la baie de la Quervière. Elle est précédée d'une série de schistes graphiteux et de phtanites qui ont été découverts par A. Bigot et qui sont signalés dans la légende de la carte géologique au 1/80 000, feuille nº 16 Les Pieux. Associés à ces derniers, on a des calcschistes sériciteux : ce complexe rappelle celui des calcaires cipolins et des phtanites de Plestin-les-Grèves.

Puis on passe vers l'ouest à des chloritoschistes et à des sericitoschistes [1] et ensuite à un granite écrasé riche en structure en mortier qui s'intercale dans ces ectinites depuis le Grand-Havre jusqu'à la Pissotière.

A la Pissotière, une faille de direction N 100º et de pendage 60º N montre que les chloritoschistes sont poussés sur le granite qui, dans la coupe, leur succède de nouveau. Ce granite broyé à structure de mortier passe ensuite à une mylonite.

Puis, à la Fosse-Néel, par-dessus le granite affleurent des micaschistes calcareux. La répétition : sericitoschistes, granite écrasé, est liée au chevauchement dont témoigne l'existence d'une mylonite très développée.

Près de l'embouchure de la Sabine se trouve un micaschiste calcareux qui a été déterminé par Mme E. Jérémine (1930, p. 22).

Dans la baie de la Quervière, une faille de direction N 60º sépare à l'est une série de schistes satinés en contact avec le granite écrasé d'avec la série suivante. Cette série de schistes satinés a une structure œillée et prend par places une teinte violacée, surtout dans le chemin qui mène à la Maison d'Éculleville. A l'ouest de la faille précédente apparaît une nouvelle série de roches comportant successivement des schistes calcareux, des sericitoschistes qui rappellent les schistes lustrés des Alpes (E. Jérémine, 1930, p. 22), puis des chloritoschistes compacts de couleur grise. Entre ces deux derniers types de schistes existe une roche formant un terme de passage et qui peut se voir au fond de la baie à l'ouest : ce sont des schistes violacés sombres, semblables à ceux de la Maison d'Éculleville, avec des injections de quartz lit à lit donnant de petites lentilles étirées et où Mme Jérémine a reconnu des sericitoschistes à chlorite (1930, p. 21).

De la Cotentine à Jardeheu, on passe à un complexe de roches magmatiques et filoniennes; puis le faciès des roches paramétamorphiques se retrouve après la pointe de Jardeheu où l'on atteint une zone de roches cristallophylliennes plus profondes.

Ainsi, en allant de la pointe de Querqueville à la baie de la Quervière, nous avons rencontré toute une série d'ectinites en passant d'une zone supérieure à une zone inférieure.

Rappelons que Mme Jérémine (1942, p. 24) a déjà signalé ce point important : « les roches cristallophylliennes de la Hague appartiennent aux différentes zones de métamorphisme ».

Cette répartition stratigraphique est tout à fait analogue à celle des ectinites supérieures de J. Jung et M. Roques (1936) : micaschistes supérieurs et micaschistes inférieurs, ou à celle des paraschistes de A. Demay (1949, p. 300; cf. aussi 1942) : phyllades et micaschistes.

A ces remarques, j'ajouterai que, d'est en ouest, le long de la côte nord de la Hague, on passe de la zone de microplissement à la zone de foliation, et même, comme on le verra, aux migmatites.

---

[1] Toute cette série de roches a été décrite par Mme Jérémine (1930).

2. LE CRISTALLOPHYLLIEN PROFOND DE LA HAGUE.

La zone la plus profonde des sédiments antécambriens de la Hague est à peu près délimitée par un triangle dont les trois sommets sont : la pointe de Jardeheu au nord-est, la Côte Soufflée à l'ouest et la partie septentrionale de l'anse du Houguet au sud.

Dans cette région, j'ai retrouvé les caractères essentiels des roches décrites par Mme JÉRÉMINE (1930). Je les rappellerai brièvement pour mémoire.

Au nord, on a des amphibolites et des quartzites; ceux-ci sont enrichis en feldspath et sont grenatifères. Les quartzites ont conservé leur structure sédimentaire avec leur stratification entrecroisée, phénomène classique maintes fois observé (cf. E. RAGUIN, 1946, p. 93). Les amphibolites affleurent en bandes nombreuses orientées suivant une direction qui est généralement comprise entre N 40° et N 60°. Dans les bandes de para-amphibolites de la falaise sous le sémaphore de Jobourg, Mme JÉRÉMINE a indiqué que « les bandes vertes montrent en plaque mince le faciès des cornes feldspathiques et amphiboliques » (1930, p. 18).

Les gneiss forment des bandes nombreuses, mais ils se développent de façon plus importante, selon ce que j'ai observé, au-dessus du granite écrasé qui forme le platier au pied de la falaise du Nez de Voidrie. Parmi les gneiss, Mme Jérémine a particulièrement insisté sur un très intéressant gneiss à sillimanite, d'accès relativement facile (détail non négligeable dans ce pays aux falaises élevées, 120 mètres en moyenne, et abruptes); il est situé dans l'anse du Cul Rond, on y accède commodément en venant du hameau de Samson. Ce gneiss est pauvre en feldspath, il n'y a pas d'albite, les quelques cristaux de feldspath sont un peu d'orthose et un plagioclase, l'oligoclase; mais le fait important est la richesse en biotite et la rareté de la muscovite. Enfin ce gneiss est très riche en sillimanite : l'enrichissement en sillimanite se fait du nord vers le sud en traversant cette bande gneissique. Si l'on se réfère à la classification de J. Jung et M. Roques, on atteint la zone des « gneiss inférieurs ».

Aux savantes observations minéralogiques de Mme Jérémine qui font ressortir la présence des caractères essentiels des zones les plus profondes du métamorphisme général, j'ajouterai quelques autres informations.

Tout d'abord, j'indiquerai que la *zone médiane du triangle précédemment défini présente tous les caractères de la zone des migmatites* telle que l'a définie E. WEGMANN (1935).

Quand on descend de l'ancien camp romain vers l'anse de Pivette, on trouve des gneiss injectés de plis ptygmatiques (cf. SEDERHOLM, 1926) ayant tous *les caractères des anatexites*. Parfois, lorsque paraissent de multiples filonnets d'aplite et de quartz plissottés, on a de vraies nébulites. La zone visible des anatexites s'étend seulement sur quelques centaines de mètres carrés.

La conjoncture des gneiss inférieurs et des roches amphiboliques — si recristallisées que Mme JÉRÉMINE (1930, p. 25) signale la difficulté à distinguer si les roches sont ortho ou para — avec la présence de structures caractéristiques des migmatites montre que l'on est à la base de la série métamorphique dans la zone de convergence des gneiss inférieurs et des migmatites (cf. E. RAGUIN, 1946, p. 109).

Sur le versant nord de l'anse de Pivette, les plis ptygmatiques ont une direction N 30° et leur plan axial a un pendage sud-est de 60°. Cette direction oscille d'ailleurs puisque l'on trouve N 50° au fond de l'anse de Pivette. D'une façon constante, l'axe des plis ptygmatiques a même direction que celle du clivage de la roche, et la direction dominante de la schistosité est N 30°, dans la partie sud, avec un pendage sud-est de 70°.

Ces observations rendent évident le lien entre la foliation de la roche et les plis ptygmatiques, foliation qui constitue d'ailleurs, notons-le, un argument de plus en faveur de la reconnaissance d'une migmatite. Quant aux filonnets qui forment les plis ptygmatiques, il arrive parfois qu'ils se déroulent et se placent suivant la foliation de la roche, phénomène bien connu dans les zones de migmatites.

Un diagramme des joints (180 mesures) montre que la foliation du complexe de Jobourg indique une direction dominante, comprise entre N 20° et N 70°, avec toutefois un maximum pour N 55°, ce qui est bien conforme aux observations directes de la direction de la foliation sur le terrain.

On notera dans le diagramme de Pincus et, mieux encore, peut-être, dans le diagramme de Schmidt, l'existence de fractures N 130° et N 140° qui indiquent les joints perpendiculaires aux axes B avec des pendages de 30 à 60°, cette dernière valeur étant la fréquence dominante : ceci correspond aussi aux observations faites à plusieurs reprises sur le terrain; l'axe B de la tectonique primitive plonge de 60 à 30° vers N 50° ou N 40°

Ainsi s'explique la zone triangulaire : Jardeheu, Côte Soufflée, anse du Moulinet. C'est la section par un plan horizontal d'un noyau anticlinal : l'anticlinal majeur de Jobourg, anticlinal d'importance égale à celle de l'anticlinal de Coutances.

3. OBSERVATIONS STRUCTURALES À L'OUEST D'AUDERVILLE.

Face à la côte, à l'ouest d'Auderville, se trouvent deux îlots rocheux : Diotret et Greniquet. Les noms de ces îlots ont servi à désigner deux petites criques où l'on peut observer le contact des grès cambriens discordants sur le socle granitique.

Au fond de la petite crique de Diotret (E. Jérémine, 1930, p. 5) on peut voir un très joli contact entre le granite antécambrien et les grès et arkoses du Cambrien. Le granite altéré par la chloritisation de la biotite, vers le contact, prend une teinte de plus en plus violacée et même brune avec des veinules d'imprégnation de limonite. Au contact même, on peut voir l'ancien sol continental admirablement conservé, avec des croûtes de fer oligiste; la proximité de la terrasse normannienne pourrait donner à penser qu'il y a là une surface continentale bien plus récente, mais la silicification de la surface de contact exclut cette hypothèse. Enfin, sous le contact, le granite est décomposé en boules selon le processus habituel d'altération du granite au voisinage de la surface du sol.

Moins remarquables au sud de la baie de Greniquet, les mêmes phénomènes existent néanmoins.

Ainsi, sur une distance de 500 à 600 mètres, se reproduit deux fois un contact grès-arkoses cambriens avec le granite.

La direction du contact est différente : à Diotret, elle est suivant N 120°, avec un pendage sud de 60°; à Greniquet, le contact est N 90°, avec un pendage sud de 50°.

Si l'on escalade la haute falaise qui domine ces criques, on constate que les grès et arkoses ont disparu et que la falaise du Rocher du Calenfrier est formée par un granite leucocrate dont on peut suivre la montée depuis le pied de la falaise jusqu'à 100 mètres au sud du lavoir du hameau de la Roche.

Du haut de la falaise, on voit bien la direction des lits des grès cambriens avec leur pendage et on a l'impression que ces grès viennent buter dans le granite de la falaise. On pourrait presque être tenté de croire qu'un deuxième granite plus jeune est venu par intrusion au sein des formations cambriennes.

Au cours d'une excursion commune que je fis avec MM. L. Berthois et L. Dangeard, nous avons cherché à résoudre ce problème. On sait que A. Bigot admettait, après les déterminations de plaques minces faites par A. Michel-Lévy, que les grès cambriens ont été métamorphisés par le granite (A. Bigot : Légende de la feuille Les Pieux, et aussi 1929, p. 194); mais, ajoutait-il, « il est actuellement impossible de montrer un contact dans lequel grès et granite aient conservé leurs relations originelles. »

Ce problème me préoccupait au plus haut point car il n'est pas sans analogie avec le contact entre le Cambrien et le granite d'Athis. Nous nous proposons, MM. L. Berthois, L. Dangeard, et moi-même, de revenir sur cet important problème dont je n'apporterai ici que les conclusions suggérées par l'étude pétrographique dont s'est chargé M. L. Berthois.

Auparavant, je rappellerai la structure de la région. De nombreuses failles l'affectent.

L'une des plus importantes correspond à la vallée qui aboutit au hameau de la Roche. L'ensemble de ces failles forme un jeu de fractures plus ou moins subparallèles dont la direction oscille entre N 120° et N 150°. Mais il existe un autre jeu de fractures, transversales par rapport aux précédentes et dont la direction est comprise entre N-S et N 30°. Peut-être un peu moins visibles que les précédentes sur les photographies aériennes, ces fractures se voient bien sur le terrain : elles sont liées à une direction tectonique antérieure, N 30°, comme on le verra ci-dessus.

Parallèlement à ces fractures, on trouve dans la baie de Greniquet deux filons, l'un basique, l'autre acide, qui bordent les flancs d'un petit anticlinal de quartzites blancs. Le filon de quartz est très puissant; il monte verticalement, puis brusquement s'étend latéralement suivant un plan presque horizontal. Entre ce filon de quartz et le granite, on peut voir une brèche tectonique importante qui confirme la présence d'une zone faillée.

Devant une telle complexité, avec plusieurs granites et des roches filoniennes si diverses, il était difficile d'établir une coupe irréprochable. Toutefois, dans l'ensemble, je tiens pour acquis un certain nombre de faits qui permettent de présenter la coupe suivante :

Du nord au sud, à partir de Diotret, on a :

1. *Granite vert par chloritisation,* surface de la pénéplaine antécambrienne;

2. *Arkoses du Cambrien :* ce sont des grès assez grossiers à feldspath, tantôt gris, tantôt roses, et à stratification entrecroisée.

Après une faille injectée de minette suivant la direction N 130°, ces arkoses et grès du Cambrien s'étendent jusqu'au bord de la baie de Greniquet; là se produit un brusque changement: le Cambrien vient buter contre un filon d'andésite. Puis on passe à une roche claire qui se trouve dans la falaise du Calenfrier; à Greniquet, cette roche forme un soulèvement anticlinal qui se voit nettement, avec un axe qui plonge de 40° vers N 30°. Enfin se présente le filon de quartz déjà décrit et la brèche tectonique.

Cette coupe montre l'existence de *deux venues granitiques* déjà signalées par Mme Jérémine (1930) : un granite ancien à biotite, très chloritisé, près de la discordance, et un granite jeune, le « granite leucocrate ».

Le granite à biotite, le plus ancien, est bien antécambrien comme l'a écrit Mme Jérémine (1930).

Le granite plus jeune a fait intrusion dans les grès cambriens; il métamorphise faiblement le granite antécambrien, métamorphisme qui se traduit par un enrichissement en quartz dépourvu d'extinction onduleuse, ce qui différencie le granite jeune du granite ancien. La métamorphose du Cambrien par le granite leucocrate s'observe sous le hameau de la Roche dans le premier stade du métamorphisme où la roche sédimentaire tient encore une place prépondérante; au nord de la baie d'Ecalgrain où la roche cambrienne est presque complètement transformée, il ne subsiste plus que quelques plages microquartzitiques.

Ainsi existe-t-il à Diotret deux venues granitiques, l'une antécambrienne, l'autre postcambrienne, peut-être hercynienne, sans que l'on en puisse faire la preuve actuellement. Mais ce fait est extrêmement important si l'on considère le problème du granite d'Athis où j'ai découvert l'âge antécambrien de ce granite et où L. Berthois (1935) a décrit l'existence d'un granite se rattachant aux granites hercyniens de la bordure orientale du Massif Armoricain.

4. CONCLUSIONS.

La région de la Hague présente certaines analogies avec la région de Coutances : un anticlinal majeur où affleurent les roches les plus anciennes (migmatites, gneiss et amphibolites); et, sur le flanc est de cet anticlinal, une série d'ectinites, puis des phtanites et les phyllades du Briovérien moyen, ce que j'ai cartographié successivement X^1, X^{2a}, X^{2b}.

CHAPITRE VII

BRIOVÉRIEN INFÉRIEUR ET MOYEN DU VAL DE SAIRE [1]

A l'est de Cherbourg, le Briovérien occupe une surface d'environ 20 kilomètres carrés dont une large portion est représentée sur la carte géologique au 1/80 000 (feuille nº 17 Cherbourg, 2e édition).

Des levés de terrains dans cette région m'ont amené à une correction importante de la carte, *accroissant sensiblement l'extension du Briovérien au sud-est du Val de Saire* (GRAINDOR, 1955) : une partie des terrains cartographiés jusqu'à présent S_a et décrits comme « schistes cambriens », entre Teurthéville-Bocage et Morsalines, doit être notée « X ». Le Briovérien qu'on savait déborder le Val de Saire au nord, à Bretteville-les-Cordeliers et Maupertus, s'étend donc également vers le sud.

§ 1. — CONTACTS AVEC LE CAMBRIEN

Plusieurs raisons m'incitent à étudier les relations du Briovérien avec le Cambrien : l'existence d'un des contacts les mieux dégagés que je connaisse, à la pointe du Heu, la correction cartographique des limites du Briovérien, et la discussion du problème posé par le poudingue d'Hainneville (cf. chapitre IX).

Habituellement, le contact du Briovérien avec les roches voisines se fait mal (sauf avec celles de couverture, non plissées : Permo-Trias et Quaternaire); par chance, le contact avec le Cambrien est bien visible à la pointe du Heu (commune de Bretteville-les-Cordeliers); c'est même l'un des plus nets que l'on puisse observer.

Comme le signale A. BIGOT (notice explicative de la feuille nº 17 Cherbourg), ce contact se fait par faille. Cette faille a d'ailleurs rejoué postérieurement au Permo-Trias et fait partie d'un réseau de fractures affectant toute la région du Val de Saire et le granite de Barfleur. Mais cette faille du Heu existait antérieurement, car le contact entre le Cambrien et le Briovérien est ici un de ces nombreux contacts mécaniques que j'ai rappelés (cf. chapitre II, § 4).

Un déplacement s'est produit le long du contact stratigraphique lors du plissement des couches cambriennes dont on peut voir l'image du mouvement dans l'étirement et le déplacement relatif des couches sur le platier rocheux de la pointe du Heu.

Cette faille ne s'est pas produite en un point quelconque du Cambrien qui aurait été sectionné, mais dans le fond même du synclinal cambrien, juste au contact Cambrien-Briovérien,

[1] Voir cartouche de la carte générale.

comme on peut s'en rendre compte en traçant le contour des plis du poudingue, ce que j'ai pu faire lors des levés de terrains. Ceux-ci, qui ne figurent pas sur la carte au 1/80 000, ont été reportés sur la carte du Val de Saire annexée à ce mémoire.

Il apparaît que le Cambrien forme plusieurs synclinaux adjacents; ces digitations synclinales sont d'ailleurs un caractère constant de la tectonique paléozoïque du Cotentin.

Ainsi la surface apparemment informe et largement étalée du Cambrien sur l'actuelle carte au 1/80 000 doit-elle s'interpréter comme une répétition par plis du Cambrien. Grâce à cette observation, il devient aisé de comprendre qu'à la pointe du Heu, où l'épaisseur du Cambrien n'est nullement diminuée, le Briovérien forme l'enveloppe extérieure des courbes synclinales, et la faille est tangente à cette enveloppe. Il s'est produit un glissement général du Cambrien se plissant sur

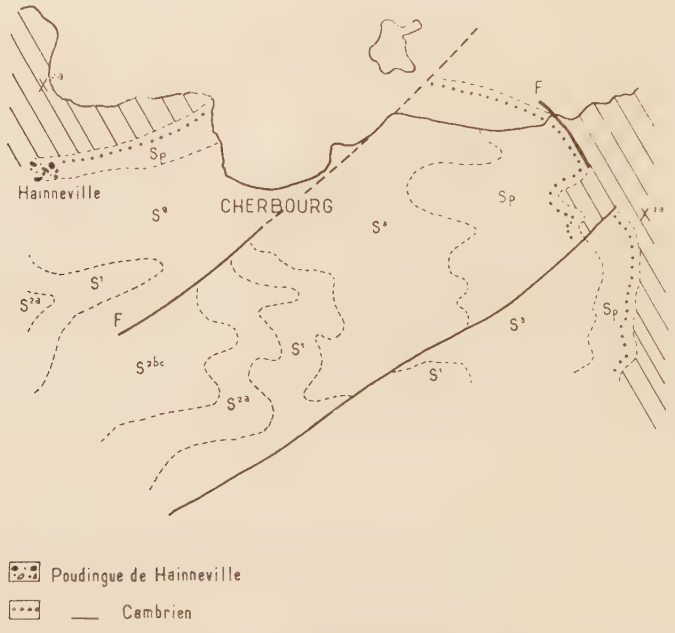


Fig. 17. — *Contact du Cambrien et du Briovérien aux environs de Cherbourg*

le socle briovérien. Et, en examinant attentivement ce contact, on voit que c'est le fond du synclinal cambrien qui, glissant sur le socle, se soulève (fig. 18). Cette manière de voir est d'ailleurs confirmée par le fait que, de part et d'autre du contact, les caractères tectoniques, et en particulier la schistosité, montrent que les deux compartiments situés de part et d'autre de la faille appartiennent à des niveaux tectoniques différents. De plus, le Briovérien, étiré par ce contact mécanique, se plisse transversalement en nombreux petits plis analogues à ceux que j'ai décrits à Laize-la-Ville.

Le contact du Briovérien avec le Cambrien disparaît rapidement et demeure presque toujours masqué. Déjà, à Bretteville-les-Cordeliers, la terrasse normannienne le recouvre. Le poudingue cambrien ne réapparaît qu'à Mesnil-au-Val où, par des mesures de direction, on constate qu'il forme un anticlinal cambrien.

D'autres mesures, près de Hameau-Cauchon (Gonneville), au Douet-Piquot (Digosville), puis près du moulin des Corvées (le Theil), permettent par interpolation de suivre approximativement le contour du poudingue cambrien à l'ouest du Val de Saire. Au sud-ouest du Theil, la carte au 1/80 000 indique, près de Hameau-Gallis, un affleurement étendu de poudingue cambrien dont la cartographie n'est pas exacte : le poudingue n'a pas une telle extension.

Ayant essayé de délimiter aussi précisément que possible la bordure occidentale du Briovérien, je tenterai de poursuivre la reconnaissance de ses limites vers le sud.

La carte signale au Hameau-Doucet (sud–sud-est du Theil) la présence du poudingue cam-

brien : en réalité, le poudingue ne s'étend pas au-delà du carrefour des routes menant à Montaigu et au Hameau-Doucet; il se réduit donc à une tache qu'il était difficile de cartographier, vue sa petitesse. De plus, au H de ce même Hameau-Doucet, dans un chemin menant à une ferme, le Trias n'existe pas comme l'indique la carte au 1/80 000 : on trouve sous des éboulis, probablement de solifluxion quaternaire, des schistes fort altérés où se reconnaissent des schistes du Val de Saire d'âge briovérien. D'autre part, je n'ai pas retrouvé le poudingue cambrien signalé par la carte près de la ferme de la Hannière.

Depuis le sud du bois de Barnavast jusqu'à Quettehou, A. Bigot a figuré une faille continue qui séparerait le granite de Quettehou des schistes situés au sud de cette faille, marqués « S_a », et que le granite ne métamorphiserait pas. Il n'y a rien d'exact en tout cela : la faille n'existe pas, les schistes sont métamorphisés au nord et au sud par le granite, les schistes sont briovériens. C'est ce que j'ai publié antérieurement (Graindor : 1955).

La limite du Briovérien au sud du Val de Saire est donc bien différente de ce qu'on la croyait être. Mais malheureusement, si j'ai pu clairement établir que cette limite supposée était inexacte,

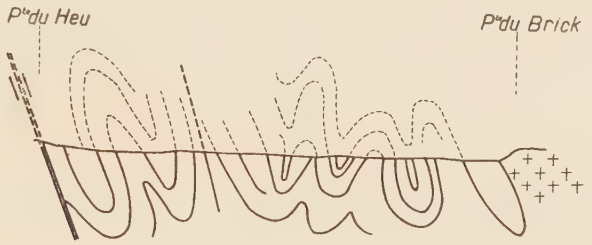


Fig. 18. — *Coupe schématique montrant le plissottement du Briovérien au contact du Cambrien à la Pointe du Heu* (Bretteville-les-Cordeliers)

il m'a été difficile de préciser les nouveaux contours, car aucun contact n'est actuellement connu entre le Briovérien et le Cambrien de cette région. Ce que nous savons avec certitude, c'est que dans la vallée de la Sinope, à l'ouest de Crasville, affleurent le grès armoricain et des schistes noirs associés à du minerai de fer. Plus au sud, à Quinéville, une masse importante de grès armoricain fournit un autre repère indiscutable. Mais le tracé exact du contour du Briovérien au sud du Val de Saire n'a pu encore être effectué.

§ 2. — CONTACTS AVEC LE GRANITE DE BARFLEUR

Le massif granitique du Val de Saire est postérieur au Briovérien qu'il métamorphise, ainsi que l'a écrit A. Bigot (légende feuille n° 17 Cherbourg) : « Le Briovérien est modifié au contact du granite de Barfleur ». C'est la seule donnée que nous possédions sur l'âge de ce granite.

Bonissent avait fait sur ce granite de très bonnes observations que Mme Jérémine (1932, p. 163) reconnaît en ces termes : « Il faut remonter à plus de 60 ans en arrière pour trouver une description détaillée de ce granite. Elle est due à Bonissent (1870). Bien que ne se servant pas du microscope, son étude est admirable par sa précision. Personne après lui ne s'est préoccupé de ce massif avec autant d'attention ». Bonissent avait également signalé de nombreux filons de microgranulite dont la plupart n'ont pu être retrouvés par A. Bigot (*loc. cit.*) et qui sont bien liés, semble-t-il, au granite de Barfleur.

Le granite de Barfleur métamorphise le Briovérien : cela est mentionné sur la carte au 1/80 000 à Maupertus; mais ce métamorphisme n'est pas signalé ailleurs bien qu'il existe, par

exemple, à l'ouest de Quettehou (la Frégère, l'Emprionnerie), ou encore à l'est du Val de Saire, entre Anneville-en-Saire et Sainte-Geneviève.

En ce dernier point, les observations sont faciles et cependant les affleurements de Briovérien métamorphique ont été cartographiés comme Quaternaire (a^{1m}). Ces affleurements se voient soit dans le soubassement des maisons situées à 1 kilomètre au nord-ouest d'Anneville-en-Saire, soit dans deux carrières abandonnées mais offrant des coupes encore assez fraîches : l'une au nord-est du hameau la Ville (commune d'Anneville-en-Saire), l'autre à un carrefour dit de l'Éclette (sur la carte au 1/80 000) ou de la Croix-Crestay (sur la carte au 1/20 000), à l'intersection de la route Anneville Sainte-Geneviève et de la route du Vicel. La première de ces carrières montre le Briovérien immédiatement au contact du granite; dans la seconde, il en est plus éloigné, mais il présente une belle abondance en mica, remarque semblable à celle que Mme Jérémine avait faite sur la côte, près de Saint-Vaast-la-Hougue (1932, p. 169).

Pour compléter ce recensement des roches métamorphiques actuellement connues dans le Val de Saire, il convient d'ajouter que, suivant la ligne de pointements discontinus du granite entre Quettehou et Le Theil, affleurent des roches métamorphisées au contact de ce granite. Ceci s'observe notamment au nord de Teurthéville-Bocage, sur les deux rives d'un ruisseau qui coule vers les Folliots, à l'intersection de la vallée nord-sud de ce ruisseau avec la route est-ouest Quettehou-Le Theil : une petite carrière y a été ouverte récemment, puis abandonnée.

§ 3. — ROCHES ÉRUPTIVES D'ÂGE BRIOVÉRIEN

Si l'âge du granite de Barfleur n'est pas encore déterminé, par contre il existe des venues de roches cristallines d'âge briovérien dans le Val de Saire.

Plusieurs mauvais affleurements les montrent : à l'est de Hameau-Bonhomme, près des anciens fours à chaux, au milieu d'une série de chloritoschistes, se trouve une roche fortement chloritisée où peut se reconnaître une diorite altérée.

Plus à l'ouest, près de Mouteil (commune du Theil), j'ai également trouvé de vieilles roches éruptives. En dépit des difficultés d'observation qui sont assez considérables en ce point, voici ce que j'ai pu observer en empruntant un sentier de direction ENE-WSW près de Mouteil : une roche très riche en chlorite et en épidote affleure sur plusieurs dizaines de mètres, les éléments ferro-magnésiens qu'elle contient sont presque totalement transformés en chlorite. Le feldspath dominant dans cette roche est l'albite. Il s'agit vraisemblablement d'une diorite quartzique, fortement écrasée par ailleurs. Il semble qu'on doive admettre que cette roche est plus ancienne que le granite de Barfleur, tant à cause de ses caractères pétrographiques que de ses caractères tectoniques, d'autant plus que les schistes encaissants, d'âge antécambrien, sont aussi très épidotisés.

Les caractères généraux de ces affleurements évoquent un parallélisme complet avec ce que l'on peut observer dans le Briovérien inférieur de Coutances. Les observations que je ferai sur le métamorphisme régional montreront que l'attribution de ce complexe au Briovérien inférieur est légitime et que, par voie de conséquence, il est logique d'admettre pour la diorite du Val de Saire un même âge que pour celle de Coutances.

§ 4. — ROCHES DE MÉTAMORPHISME GÉNÉRAL

Le Val de Saire contient des roches très métamorphiques : déjà je viens d'y faire allusion.

Parmi ces roches, nous trouverons en particulier des *amphibolites* et des *schistes à cordiérite.*

Remarquons qu'il y a près de trois quarts de siècle, Bonissent avait signalé des roches métamorphiques, mais on paraissait s'en être désintéressé, car A. Bigot n'y fait même pas allusion.

Les amphibolites à épidote se trouvent dans la partie médiane du Val de Saire, suivant à peu près l'axe sensiblement est-ouest où affleurent les roches éruptives qui ont été décrites, soit au sud du Theil, soit au nord-ouest de Teurthéville-Bocage.

L'analyse pétrographique montre qu'on trouve dans le Briovérien les termes de passage, depuis les schistes à amphibole jusqu'à de véritables amphibolites. Une action tectonique assez intense les affecte, ainsi qu'en témoignent les cristaux tordus d'amphibole. Comme précédemment, l'épidote est encore abondante; les autres minéraux reconnus ont été du quartz libre, un peu de zoïsite et de chlorite.

On pourra retrouver les roches que je décris au sud de Hameau-Valogne (Brillevast), à l'ouest de l'église du Vast, au sud-est du Vast sur la route de Hameau-Viquesney, et à l'ESE du Vast près du hameau des Jeans.

Les schistes à nodules affleurent au nord et au sud du Theil, les premiers vers la ferme abandonnée d'Angleville, les seconds à 200 mètres au nord du lieu dit la Butaine; on les retrouve encore au sud du Vast. Ces schistes paraissent avoir été des schistes à cordiérite, mais l'altération a donné des produits micacés sous forme de bandes s'interpénétrant où apparaissent encore des plages peu altérées qui permettent de penser qu'il s'agit bien de schistes à cordiérite.

§ 5. — ROCHES SÉDIMENTAIRES

Parmi les roches sédimentaires du Val de Saire, les *phtanites* occupent une place particulièrement intéressante : ils sont assez bien développés, affleurent en de nombreux points et constituent toujours un niveau repère précieux, comme je l'ai déjà dit.

Les affleurements de phtanites ont été mentionnés sous le nom de « quartzites graphiteux » par A. Bigot (légende de la carte géologique au 1/80 000) dans les rochers littoraux de Bretteville-les-Cordeliers et au Prieuré de Clitourps. Ces phtanites, en effet, sont très souvent graphiteux, mais il en existe quelquefois de plus clairs, grisâtres, et par conséquent plus pauvres en matière charbonneuse.

J'ai découvert un certain nombre d'autres gisements de phtanites, au moins en dix points différents. D'abord dans la commune de Gonneville, à l'est de la Rue de Tabert. Puis dans la commune de Brillevast, en deux endroits, le long d'un ruisseau qui coule à la lisière du bois de Blanqueville et à l'ouest de la Boitarderie, et aussi dans le bois de Boutron à l'ouest du point de jonction des trois communes de Brillevast, Clitourps, et Canteloup. Je considère que ces quatre affleurements forment une double bande de phtanites.

Au nord-ouest du Theil, j'ai noté la présence de phtanites au moulin des Corvées, mais l'affleurement est mauvais. Au nord du Theil, dans un affleurement situé à l'ouest du Hameau-Canu et au sud du moulin du Theil, et encore sur la route Le Theil-Gonneville, au sud du Pont d'Étonneville sur la Saire : là, les phtanites sont exploités dans deux petites carrières, situées de part et d'autre de la route. Ces deux affleurements sont alignés dans la direction de la Saire et font partie d'une bande qui s'étend certainement à l'ouest; elle n'est pas visible, mais, le long de la route est-ouest qui mène du Pont d'Étonneville aux Gendres, dans les éboulis de la solifluxion quaternaire, on trouve de très nombreux blocaux de phtanites qui indiquent leur présence à proximité.

Les phtanites apparaissent encore à l'est du Pont d'Étonneville, au nord de la Guillarderie. Puis à Teurthéville-Bocage, au Hameau-ès-Quesnées où ils forment un fond de synclinal bien visible, et près de la Jolietterie au carrefour Joliet (carte au 1/20 000) ou au nord de la Danvillerie (carte au 1/80 000). Et enfin en deux affleurements contigus au sud de Morsalines, à l'ouest de la Ferme-de-Bas.

Les phtanites du Val de Saire se présentent tantôt en bancs massifs très recristallisés avec de nombreux filons de quartz, tantôt en lits minces d'une richesse variable en matière charbonneuse.

Ces roches phtanitiques sont souvent accompagnées d'une succession de schistes noirs et de quartzites en lits très minces ou de schistes sombres en bancs plus épais : on peut les observer en particulier au Prieuré de Clitourps.

Ailleurs, les phtanites sont à proximité de grès feldspathiques gris, comme au Pont d'Étonneville ou à Clitourps.

On reconnaît à cette description les deux étages voisins X^{2a} et X^{2b}, et, dans ce dernier, les horizons de Cantilly et de Rampan.

Parmi les autres types de roches sédimentaires bien représentés dans le Val de Saire, il convient de mentionner les *schistes ardoisiers* qui affleurent le long de la Saire, près du moulin du Courray, au sud-ouest de Brillevast, sur plus de 100 mètres, puis au sud du Hameau-Valogne, enfin au sud du Vast, au sud de Hameau-Boisnel. Ces schistes noirs, devenant parfois ardoisiers, pourraient appartenir au niveau des phtanites, plus vraisemblablement au faciès de Cantilly.

§ 6. — STRUCTURE DU BRIOVÉRIEN À L'EST DE CHERBOURG

Pour déterminer la structure du Briovérien dans le Val de Saire, nous disposons de deux procédés : l'examen d'une coupe bien dégagée, celle de Bretteville-les-Cordeliers, l'étude des données mesurées sur le terrain et reportées sur la carte.

A Bretteville, l'influence de la discordance et du contact mécanique peut changer un peu l'allure de détail, mais, comme nous l'avons vu à propos des discordances de l'anticlinal de Fresney-le-Puceux (Calvados), le Cambrien modifie secondairement l'allure générale. La coupe de Bretteville-les-Cordeliers offre donc une image immédiatement observable, toujours préférable aux extrapolations.

La coupe bien dégagée signalée plus haut se présente naturellement dans les rochers du littoral, entre Bretteville-les-Cordeliers et Maupertus. Elle permet d'évaluer ce que peut être l'intensité du plissement dans cette région.

La direction des plis y oscille de part et d'autre d'une orientation générale nord-sud. Bien que celle-ci soit très différente de la direction des couches dans le Val de Saire qui est généralement est-ouest, néanmoins la comparaison demeure possible. Les caractères tectoniques (microplissement ou schistosité) subsistent inchangés, tant dans le Val de Saire que dans les rochers de la plateforme marine à Maupertus, avec des roches satinées, intensément écrasées, aux axes de plis très redressés; de plus, lithologiquement, on a les mêmes types de roches, en particulier des phtanites et des quartzites.

Ces faits mettent bien en évidence le lien certain qui existe entre les roches de Bretteville et celles du Val de Saire, inséparables géographiquement. *On peut donc conclure pour le Val de Saire à deux traits importants : la répétition fréquente par plis, très serrés, et le plongement aigu des axes B.* Un coup d'œil sur le schéma (fig. 19) où j'ai porté les mesures effectuées et indiqué, grâce au niveau des phtanites, la répétition des plis, permet de prévoir ce qui doit se produire dans le Val de Saire où l'observation n'est pas aussi aisée qu'à Bretteville-les-Cordeliers.

La variation du plongement des axes B est une des principales constatations à ne pas perdre de vue : elle est générale dans le Val de Saire (fig. 19). Au sud de la Saire, abstraction faite de quelques cas aberrants, les axes plongent tous vers le centre du Val de Saire dans une région située au SSE de Brillevast. Ce plongement varie suivant les séries. A l'ouest, les plongements des axes B décroissent de 60° à 10° en se rapprochant du centre indiqué, puis on trouve de nouveau des plongements

subverticaux décroissant de nouveau en s'éloignant vers l'est où l'axe B ne plonge plus que de 10° au nord de Fanoville. Au sud de Quettehou, les axes plongent en sens contraire vers l'ouest.

Au nord de la Saire, jusqu'au ruisseau à l'est de Brillevast, tout se passe comme au sud de la Saire; mais à l'est de ce ruisseau l'axe B plonge vers l'est, d'abord de 35°, puis plus à l'est de 15°.

Cette variation des plongements d'axe est liée au plissement même, comme le souligne la progression de la variation, mais elle est liée aussi à des accidents tectoniques que mettent en évidence des variations brusques. Ces accidents tectoniques postérieurs sont soulignés par le cours des rivières. On remarquera même que la Saire ne suit pas la direction des couches, sauf exception, mais coupe ces directions; il en est de même des rivières, ruisseaux, affluents. Or, comme on le verra (appendice IV), les rivières suivent de préférence les directions d'écoulement plus faciles et tracent

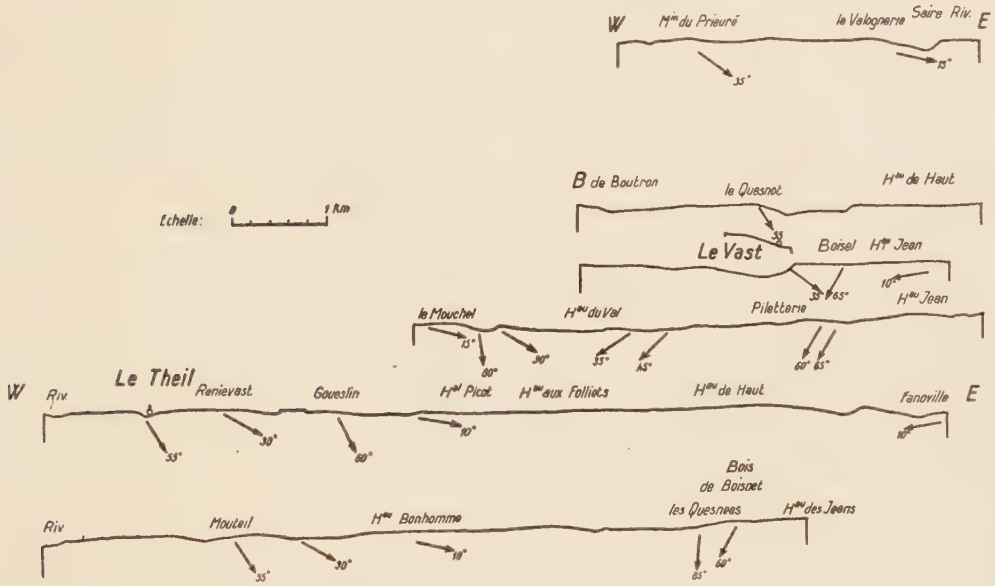


FIG. 19. — *Schéma montrant la variation de plongement des axes « B » dans le Briovérien du Val-de-Saire.* Coupes orientées E–W

leur lit plus ou moins parallèlement à la direction des couches (suivant la schistosité) ou bien perpendiculairement aux directions des plis quand les fractures d'axes B sont très marquées, avec déplacement.

Dans le Val de Saire, les fractures sont obliques aux directions des plis, ce qui souligne bien le compartimentage de la région par des accidents tectoniques dont la présence est maintes fois soulignée dans les affleurements par des plans de glissement ou par des plans d'injection du quartz.

§ 7. — STRATIGRAPHIE DU BRIOVÉRIEN À L'EST DE CHERBOURG

En dépit du titre de ce paragraphe, il me sera difficile de ne pas recourir constamment à la tectonique, car je suis contraint à étudier séparément chacun des compartiments et à en signaler les caractéristiques tectoniques.

Deux de ces compartiments étant mieux connus, je les étudierai en détail. Le premier se trouve à l'ouest, c'est la région du Theil; le second à l'est : c'est la région comprise entre Le Vast, Quettehou et Teurthéville-Bocage.

1. RÉGION DU THEIL.

Voici les éléments d'une coupe NNW–SSE partant du hameau les Gendres, passant par l'église du Theil et se terminant au H de Hameau-Puchot :

phtanites (les Gendres);
schistes à nodules;
schistes avec quelques lits à phtanites;
schistes altérés ayant subi le métamorphisme régional;
grès feldspathiques;
schistes ardoisiers;
granite, et roches métamorphisées par ce granite;
schistes avec petits lits de phtanites écrasés;
diorite quartzique fortement épidotisée.

2. RÉGION DU VAST.

Au sud du Vast se présente une coupe un peu plus précise que la précédente grâce à une vallée nord-sud qui mène du Hameau-Boisnel au Hameau-Viquesney. La figure 20 présente un schéma de cette coupe du sud au nord. On y voit successivement :

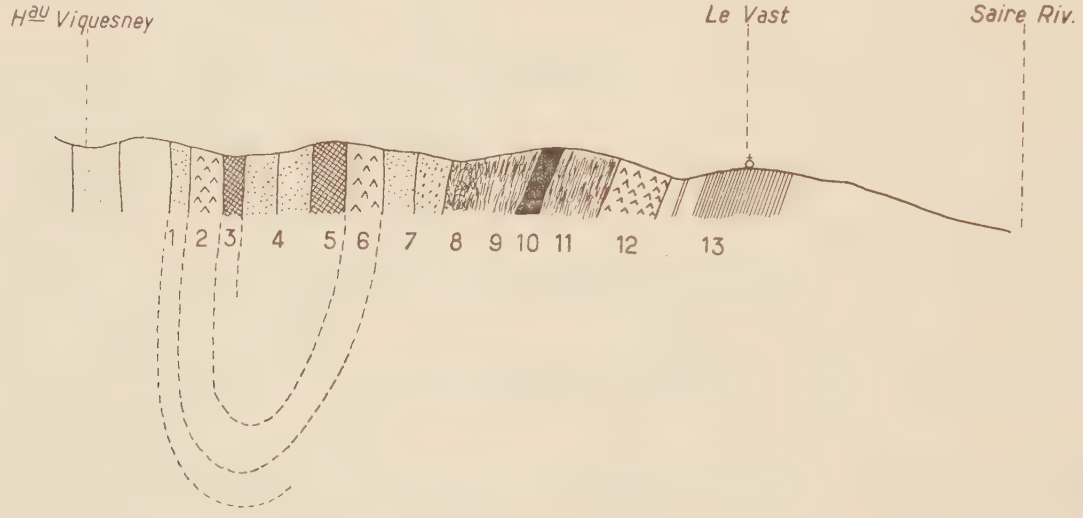


FIG. 20. — *Coupe au SSE du Vast* (voir le texte).

(1) phtanites et quartzites;
(2) amphibolites;
(3) roches épidotisées;
(4) quartzites;
(5) schistes métamorphiques;
(6) de nouveau des amphibolites;
(7) quartzites;
(8) schistes à nodules;
(9) schistes micacés;
(10) schistes ardoisiers avec de minces lits quartzitiques;
(11) grès quartzites;
(12) amphibolites atteignant un assez grand développement vers le nord-est des ardoisières;
(13) schistes finement varvés avec feuillets noirs.

A l'ouest de cette coupe, je n'ai pu trouver que des phtanites au Hameau-ès-Quesnées et au Carrefour Joliet, et au sud-ouest du Vast près de la Piletterie; et un grès feldspathique au nord des phtanites des Quesnées, analogue à celui rencontré plusieurs fois dans le Val de Saire.

Entre les deux coupes que je viens de décrire se situe une série de roches d'âge variable, allant du Briovérien inférieur (X^1) au Briovérien moyen (X^{2b}). Je les décrirai brièvement.

1° *Roches appartenant au Briovérien inférieur.*

D'abord à l'ouest de Hameau-Bonhomme où se trouve une des rares carrières du Val de Saire, près des anciens fours à chaux, dont l'un subsiste encore à peine visible dans la végétation en bordure de la route. On y voit des chloritoschistes très écrasés qui rappellent fort ceux de la région de la Hague. Un peu plus à l'ouest se trouve la diorite quartzique très épidotisée déjà signalée. L'axe du pli est redressé et plonge de 60 degrés vers l'est.

A Hameau-Valogne, on a des amphibolites.

Enfin au nord du Vast, on rencontre également des roches appartenant au complexe des amphibolites.

2° *Roches appartenant à l'Étage de la Lande des Vardes.*

Les phtanites ont été déjà décrits : je n'y reviendrai pas. J'ajouterai seulement que dans la descente vers Hamel-Picot affleurent des schistes finement varvés avec quelques lits siliceux; ce sont des schistes tout à fait comparables à ceux de l'est du Vast sur la route de Quettehou qui appartiennent aussi à l'étage des phtanites (X^{2a}). L'axe B plonge de 10 degrés vers l'est.

3° *Roches appartenant à l'Étage de Villiers-Fossard.*

J'indiquerai sur la route de Hameau-Valogne à Teurthéville-Bocage, en remontant de la Saire vers cette dernière localité, une succession de schistes finement varvés à lits siliceux, puis de schistes à stratification entrecroisée. Les schistes sont séricitiques, mais leur métamorphose indique un niveau moins profond que celui des roches précédemment décrites. On a ainsi une indication de la succession, les roches épidotisées étant bien les plus anciennes comme on l'observait dans les coupes précédentes.

Entre Le Mouchel et Hameau-Valogne, on peut suivre des plis plus contournés, grâce à une bande de schistes ardoisiers pouvant servir de repère; malheureusement, le manque d'affleurements bien répartis rend hasardeuse l'interprétation de la structure.

A l'est de Hameau-Valogne, vers Le Vast, on trouve des schistes micacés, puis le niveau des grès feldspathiques au moulin du Vast, accompagné de schistes varvés et de phyllades d'un métamorphisme habituel à l'étage de Villiers-Fossard.

Il n'y a que dans la région située au sud de Gonneville que le manque de bonnes indications ne permet d'esquisser ni la structure tectonique, ni la succession des niveaux stratigraphiques. Je ne puis signaler que deux faits marquants : l'existence d'une faille importante dans la direction générale du Briovérien près de la ferme dite du Mont-Bertaux, et l'inclinaison relativement faible des couches (pendage de 35°) près de l'église de Gonneville [1]. En dehors de ces faits précis, la seule indication d'ordre général que l'on doive retenir, c'est que cette partie du Val de Saire appartient au Briovérien moyen.

Regroupant ces diverses observations, je crois que l'on peut tirer quelques conclusions :

Du point de vue stratigraphique : existence de trois niveaux bien caractérisés :

1° *Niveau des roches amphiboliques,* des schistes cornés à nodules, des roches épidotisées, chloritoschistes et quartzites, qui forment un complexe qui évoque ce que j'ai défini (X^1) : Étage basique d'Erquy.

---

[1] Il convient de signaler près de Maresquier la présence d'un filon de diabase qui n'a jamais été mentionné.

2. *Ensemble des roches phtanitiques,* schistes finement lités avec parfois des lits siliceux, et grès feldspathiques présentant un métamorphisme général assez poussé : ensemble formant l'Étage de la Lande des Vardes (X^{2a}).

3° *Niveau des schistes un peu sériciteux* et des phyllades moins métamorphisés : Étage de Villiers-Fossard (X^{2b}).

Du point de vue tectonique : existence d'un niveau profond formant probablement les noyaux anticlinaux comme, par exemple, à l'ouest de Hameau-Bonhomme près des fours à chaux.

Alors que généralement les axes B des zones profondes sont très redressés, on remarquera que, dans les schistes et phyllades d'un métamorphisme régional moins poussé, les axes sont plus faiblement inclinés. Cela est particulièrement sensible dans les schistes au nord de Fanoville qui auraient pu être placés dans le Cambrien par A. Bigot, car il n'y a guère de différence entre eux et ceux du Pont Avenel que A. Bigot jugeait, et avec raison, cambriens, hormis le pendage des couches.

Ainsi qu'il y a déjà été fait allusion, le microplissement et la schistosité sont d'importants facteurs contribuant à révéler l'âge relatif des roches dans le Briovérien. Or les indications qu'on en tire confirment toutes les conclusions précédentes. Ceci permet de préciser que les roches briovériennes de la région de Morsalines-Crasville que j'ai récemment découvertes font partie de la zone des microplissements. C'est ce fait qui, joint à la présence des phtanites, m'a ôté toute incertitude quant à l'âge de ces roches.

§ 8. — CONCLUSIONS

Il existe donc à l'est de Cherbourg une zone d'affleurements représentant des niveaux profonds du Briovérien comme le prouvent le développement du métamorphisme régional et l'intensité de la schistosité qui atteint et dépasse le front des microplissements. En effet, il faut aller soit dans la Hague, soit au sud, dans la région nord-ouest de Coutances, pour trouver ces roches à épidiorite, ces amphibolites, ces schistes cornés à nodules, s'apparentant véritablement aux roches présentées par la région d'Erquy où j'ai proposé de définir l'étage le plus inférieur du Briovérien dans le nord-est du Massif Armoricain.

Ces roches passent vers le haut à l'étage de la Lande des Vardes, puis à celui de Villiers-Fossard, seuls représentés dans le Val de Saire.

Tracer un contour détaillé des couches n'est possible que de place en place. Ainsi au sud-est du Vast, grâce à la coupe de Boisnel à Viquesney, on peut décrire un anticlinal dont un noyau est occupé par des roches à épidiorite, flanqué de deux synclinaux. Les bancs de phtanites confirment ce tracé. Mais les amphibolites, après avoir amorcé un anticlinal au nord, ne se retrouvent plus.

Plus énigmatique encore est, à l'est de ce complexe ancien, la présence des schistes de Fanoville qui évoquent, ainsi que les schistes ardoisiers du bois du Rabey, un Briovérien plus jeune. En ce point, d'autres recherches seront nécessaires pour éclaircir le problème.

Autour du Theil, on a aussi la possibilité d'amorcer le dessin des contours d'une zone synclinale au sud-ouest de Mouteil, mais la présence d'une roche éruptive dont l'étude pétrographique montre un état d'évolution tel que cette roche, où l'on peut reconnaître, semble-t-il, une diorite, doit être des plus anciennes de la région et que je présume antécambrienne, ainsi que la présence de failles, ne me permettent pas, dans l'état actuel des affleurements, de tracer des contours très certains. Le long de la route Le Vast-Valcanville, on peut deviner une zone synclinale; à Maresquier enfin, existe un anticlinal.

Quant au tracé de la bande des schistes ardoisiers, elle correspond, je crois, à un synclinal qui vient buter par faille sur un anticlinal formé par les amphibolites.

La géologie structurale du Val de Saire est, on le voit, fort complexe. Cependant les conclusions proposées, qui sont étayées par de nombreuses observations, permettent d'espérer, là encore, que par la suite, grâce à de nouvelles données, l'ébauche aujourd'hui présentée sera complétée; les contours et les accidents tectoniques mis en évidence avec certitude permettront une description définitive de cette région du Briovérien inférieur et moyen.

CHAPITRE VIII

LES RHYOLITES DE SAINT-GERMAIN-LE-GAILLARD

1. GÉNÉRALITÉS.

Dans la région particulièrement faillée située le long de la bordure méridionale du synclinal de Siouville, le Briovérien affleure, bordé par le Cambrien au nord, par le Gothlandien ou le Dévonien au sud; avec ces derniers, il est en contact par une faille sinueuse dont le tracé donné par la carte n'est qu'approximatif car l'interprétation est extrêmement difficile, d'autant plus qu'au

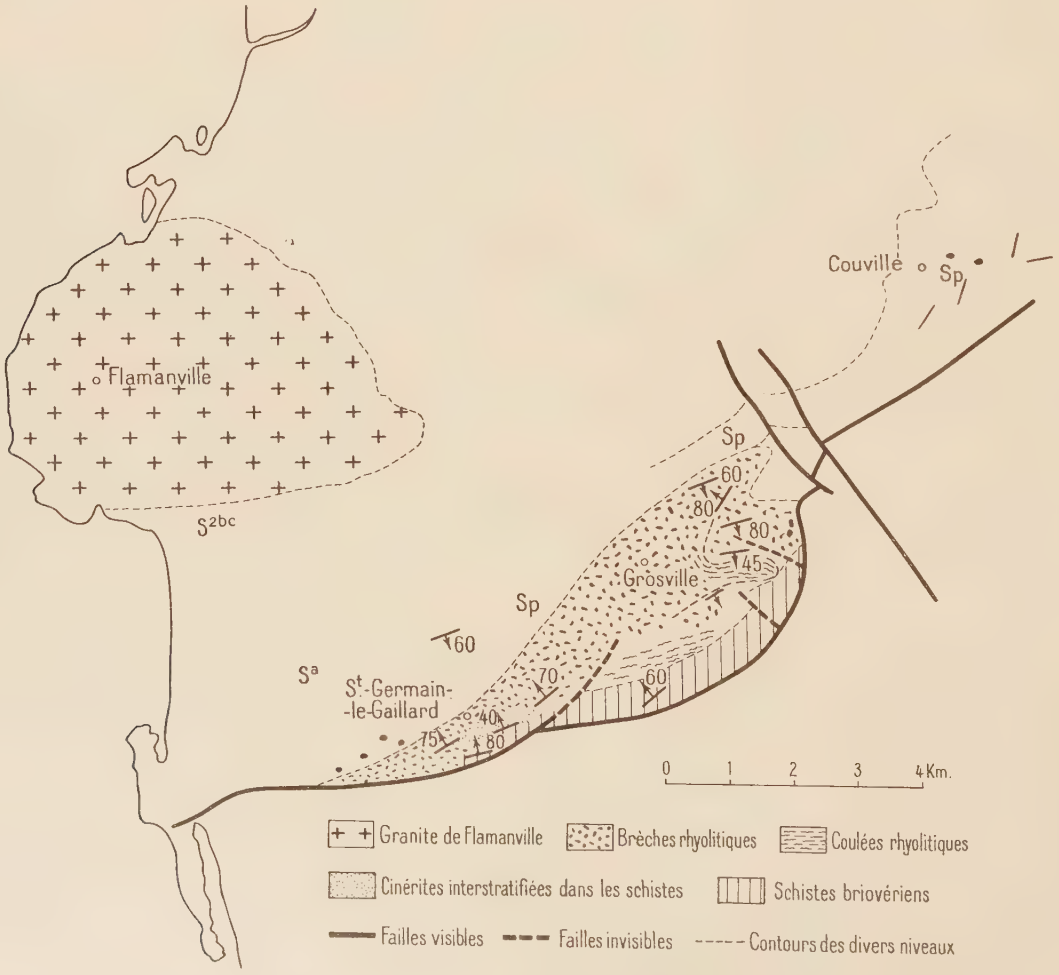


FIG. 21. — *Rhyolites de Saint-Germain-le-Gaillard*

contact le Briovérien et le Dévonien sont représentés par des schistes verdâtres où il est parfois malaisé de faire la discrimination en raison des mauvais affleurements.

L'étude de ce Briovérien, qui s'étend sur le territoire des communes de Saint-Germain-le-Gaillard, Grosville, Rauville-la-Bigot et Bricquebosq, présente un intérêt d'autant plus grand *qu'il est constitué principalement par des roches éruptives.*

Un tel complexe pétrographique représente un niveau aisément déterminable qui devient un de ces rares repères stratigraphiques particulièrement recherchés.

Ces roches ont été sommairement mentionnées par A. Bigot dans la légende de la carte géologique au 1/80 000, feuille Les Pieux, où il écrit : « Au sud-est du synclinal de Siouville, entre Bricquebosq et Saint-Germain-le-Gaillard, des schistes verdâtres avec petits lits de grès sont surmontés par des brèches schisteuses qui passent à des brèches de rhyolites verdâtres ou violacées, cristallines, à fragments anguleux. »

Cette série de rhyolites a donné des galets au poudingue cambrien. Elle a aussi fourni des éléments à la tillite de Granville (cf. Mathieu, 1943).

Manifestement, il paraît légitime de considérer que les deux formations de Granville (tillite briovérienne) et Couville (poudingue cambrien) remanient des éléments provenant de la même origine. Mais on sait que les tillites remanient aussi des roches du Briovérien inférieur : on pourrait se demander si ces épanchements de Saint-Germain-le-Gaillard appartiennent à cet âge. Mais le degré de transformation est très différent : les roches de Saint-Germain sont plus jeunes que celles du Briovérien inférieur.

De plus, on sait qu'il y a eu avant la transgression cambrienne des coulées et projections volcaniques : celles de la forêt de Perseigne en sont un exemple, de même que celles de Jersey. Faut-il assigner un même âge au complexe de Saint-Germain-le-Gaillard? Je me propose de résoudre cette question.

2. ÂGE PRÉ-TILLITIQUE.

Un premier point doit être mis en lumière : les rhyolites de Saint-Germain font partie d'un complexe plissé suivant la tectonique cadomienne sur lequel le Cambrien est habituellement discordant, comme l'a bien montré A. Bigot.

En second lieu, les poudingues et arkoses visibles dans quelques bons affleurements de Couville à Saint-Germain appartiennent indiscutablement à la base du Cambrien. Ces gisements sont situés aux endroits suivants :

a. *A Couville,* près de la station de chemin de fer, à l'ouest et au sud-est de l'église; puis à Bricquebosq, au hameau de la Pistollerie, dans un pré à 50 mètres à l'ouest de la route menant à Couville. En ces deux communes, on voit un faciès lithologique incontestablement cambrien pour peu que l'on soit familiarisé avec les poudingues et arkoses du Cotentin. En particulier l'affleurement de la Pistollerie, beaucoup moins altéré que les précédents, est formé d'un poudingue à petits éléments où domine le quartz et représente un faciès tout à fait typique du poudingue cambrien; il constitue à cet égard une preuve irréfutable.

b. *A l'ouest de la faille NNW–SSE de Bricquebosq,* le poudingue ne peut être soupçonné que par la présence d'éléments remaniés par la solifluxion quaternaire.

c. *A la Londerie* (*Bricquebosq*) *et à la Patinnerie* (*Grosville*), une dépression topographique comme il s'en voit parfois au contact Cambrien-Briovérien justifie l'exactitude de la carte en ce point et la présence du Cambrien.

d. *Au Dallot-de-Haut* (*Grosville*), le poudingue est formé d'éléments plus gros qu'à Couville, mais plus disséminés; la taille de ces galets peut atteindre 15 centimètres suivant la plus grande

dimension; comme on pouvait s'y attendre, parmi les éléments moins roulés dominent des galets d complexe rhyolitique.

Si l'on reporte sur la carte les mesures effectuées, on suit bien le mouvement du synclinal de Siouville (fig. 21) : à Couville, les couches sont nord-sud avec un faible pendage ouest de 15°. Puis en progressant d'est en ouest, on voit que les couches tournent, à l'église de Couville, et que, un peu plus au sud-est, elles deviennent N 25° puis N 30° avec un pendage de 20° vers le nord-ouest. Plus à l'ouest, à la Pistollerie, la direction est N 50° et le pendage 45° N; enfin, au nord de Saint-Germain-le-Gaillard, les couches sont orientées N 70°.

Cette structure du Cambrien présente des différences avec les couches du complexe de roches d'épanchement de Saint-Germain. Dans le Briovérien en effet, la direction des couches ne varie pas avec une semblable constance; les variations de direction sont plus fréquentes, rapides et imprévisibles, liées à une tectonique différente de celle du Cambrien, ce qui est tout à fait comparable par contre à ce qu'on a observé ailleurs, surtout au voisinage du contact avec le Cambrien : on trouve ainsi des directions variant entre N 30° et N 80°. D'autre part, dans le Cambrien, le pendage atteint à peine 40°; dans le Briovérien, il faut reconnaître la présence de pendages beaucoup moins élevés qu'à l'accoutumée, fait qui n'est pas sans analogie avec ce que j'ai observé à Jersey, île située d'ailleurs suivant le même axe des plis cadomiens : le pendage moyen est de 50° (habituellement il est de 65°).

Sans tirer de ces constatations un argument décisif, il faut reconnaître tout de même que ce sont de fortes présomptions en faveur de l'existence d'une discordance qui n'est pas visible à l'affleurement.

Les diagrammes des joints obtenus sont aussi très différents suivant qu'il s'agit de mesures faites dans le Briovérien ou dans le Cambrien : c'est là un des arguments les plus importants.

L'étude de G. Mathieu sur les galets du poudingue de Granville et de celui dit de Saint-Germain-le-Gaillard tend à montrer que les mêmes rhyolites se retrouvent à Granville et dans le Cambrien; or la tillite de Granville est plissée, séparée des conglomérats cambriens par une série de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Étage de la Laize), au moins au sud de Caen. Ceci nous conduit alors à admettre que les roches volcaniques de Saint-Germain-le-Gaillard, antérieures à la tillite, ont été plissées avec celle-ci avant la transgression cambrienne. Il s'ensuit que, cette transgression recouvrant indistinctement toutes les roches briovériennes de la pénéplaine, le Cambrien est discordant sur n'importe quel faciès briovérien et qu'à Saint-Germain-le-Gaillard la discordance se fait sur la série rhyolitique.

Le complexe comprend des rhyolites, des andésites, et quelques microgranites. Les rhyolites et andésites sont nettement interstratifiées. Par conséquent, les roches du complexe de Saint-Germain-le-Gaillard ne sont pas de même âge que celles de la forêt de Perseigne, elles ne proviennent pas d'épanchements postérieurs aux tillites : elles sont donc antérieures au Briovérien supérieur.

3. ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE.

A. *Les Rhyolites.*

Leur couleur est le plus souvent très sombre, la teinte grise est dominante.

En lame mince, on constate que beaucoup ont une texture nettement fluidale; on distingue surtout des phénocristaux de feldspath, brisés en fragments qui flottent dans une pâte vitreuse riche en microlites d'orthose, et un peu de quartz globulaire. Parfois les rhyolites fluidales passent à des rhyolites plus bréchiques, puis à des brèches franches à éléments assez gros pouvant atteindre plusieurs centimètres.

L'écrasement est généralement assez intense pour avoir produit un début de métamorphose. Cet écrasement se voit bien à l'œil nu dans certains affleurements.

Les principaux affleurements se rencontrent à Grosville où les rhyolites forment une bande assez large qui s'étend depuis Brisset jusqu'à la Belle-Fontaine. En prospectant avec soin, la roche n'étant pas loin de la surface, on peut suivre ce niveau en bordure du synclinal de Siouville jusqu'au sud de Saint-Germain-le-Gaillard, un peu au nord de Mahieu. Rappelons que la direction de ces rhyolites est nettement différente de celle des couches cambriennes, argument que j'ai invoqué en faveur de la discordance.

Au sud de cette bande de rhyolites, on trouve des brèches rhyolitiques interstratifiées dans des grès et des schistes. Cela se voit particulièrement bien à Duval et à Vautier. La roche se présente comme un schiste gréseux, grisâtre, prenant une teinte violacée par places. En lame mince, on constate que les parties schisteuses, extrêmement fines, sont interstratifiées avec une microbrèche à éléments volcaniques; cela évoque les éruptions sous-marines, ou peut-être, à tout le moins, à cause de l'aspect de tuf remanié, des projections volcaniques tombant en milieu aqueux. De plus, étant donné que l'épaisseur des lits schisto-gréseux est extrêmement faible, on est amené à penser que le dépôt des projections volcaniques s'est opéré sous une très faible épaisseur d'eau, et d'eau stagnante vu la tranquillité du dépôt.

En plus des principaux affleurements cités plus haut, localisés sur le territoire de la commune de Grosville aux lieux-dits Brisset, la Belle-Fontaine, et entre les Fontaines et la Belle-Fontaine, on trouve des rhyolites à Saint-Germain-le-Gaillard en un mauvais affleurement à l'ouest du village près de la cote 119, dans une petite carrière au sud de l'église, dans une autre carrière abandonnée sur la route de Grosville; un beau gisement se trouve au carrefour de la route de Saint-Germain-le-Gaillard avec la route des Pieux; enfin non loin du Manoir de Bunchou se trouve encore un affleurement de rhyolites.

Pour terminer cette énumération, je citerai les brèches rhyolitiques qui affleurent à Jumelin (au sud de Grosville).

B. ***Les laves.***

A l'est de Grosville (Haut-Dufresne), on trouve des andésites ayant, comme les rhyolites, subi un peu de métamorphisme. Elles contiennent de la biotite. Leur structure est fluidale. Parfois elles prennent l'aspect de porphyrites, comme près de la Grande-Maison.

On peut encore les observer à Hairon, et près de la Commanderie (Grosville). Au Manoir de Bunchou (Saint-Germain-le-Gaillard) la roche a une texture vitreuse et peut être considérée comme un pechstein.

C. ***Microgranite.***

Le microgranite, noté microgranulite sur la carte (γ^3), occupe une place plus importante que ne l'indique la carte; il s'étend depuis Laine jusqu'à la Commanderie.

Dans ce microgranite, on trouve des sphérolites palmés.

Selon A. Bigot (légende de la feuille Les Pieux), ce microgranite qu'il appelle microgranulite est postérieur au granite de Flamanville. L'existence de microgranite à sphérolites palmés dans les poudingues cambriens est une objection contre cet âge post-carbonifère, mais, dans l'état actuel des connaissances, rien ne permet d'infirmer l'opinion de A. Bigot.

4. CONCLUSIONS.

J'ai établi l'âge pré-tillitique des roches du complexe de Saint-Germain-le-Gaillard en me fondant sur des observations tectoniques et stratigraphiques et sur l'étude des galets du poudingue briovérien de Granville par G. Mathieu (1943).

D'autre part, au point de vue pétrographique, il est évident que les roches de ce complexe ne présentent en aucune manière le degré de métamorphisme du Briovérien inférieur : celui-ci

est plus vieux que le complexe étudié ici. Placer ces roches dans le Briovérien moyen semble hasardeux car les caractères de leur schistosité les apparentent plutôt au Briovérien supérieur.

Un fait important me paraît de nature à en préciser l'âge : la comparaison entre les éléments du poudingue de Saint-Germain-le-Gaillard et ceux de la tillite de Granville. La transgression cambrienne remaniant sur place toutes les roches du complexe de Saint-Germain, on y trouve évidemment tous les types de roches, y compris celui des schistes avec projections interstratifiées. Par contre, à Granville, je n'ai pas trouvé ces tufs remaniés.

Je vois là une indication sur l'âge en question grâce à l'hypothèse suivante : ces tufs remaniés pour constituer des galets ont été repris par la transgression cambrienne lorsque la roche était consolidée. S'ils n'existent pas dans les tillites, c'est donc que la roche n'était pas encore consolidée. Dès lors, il devient logique de penser que les épanchements volcaniques de Saint-Germain sont d'un âge voisin de celui des tillites.

Les épanchements s'étant sédimentés dans une zone continentale comme les tillites, je propose l'hypothèse suivante : les épanchements volcaniques et les tillites se sont produits à la surface des Briovériens inférieur et moyen émergés.

Les roches du complexe de Saint-Germain-le-Gaillard marquent la fin du Briovérien moyen.

TROISIÈME PARTIE

LE BRIOVÉRIEN

DEPUIS LES TILLITES JUSQU'À LA DISCORDANCE CAMBRIENNE

CHAPITRE IX

LES TILLITES (X^{3a})

Nous avons montré (E. Wegmann, L. Dangeard, M. Graindor, 1950) que *la formation connue sous le nom de « poudingue de Granville » est une tillite.* Dans l'histoire des connaissances de la géologie normande, c'était un fait important, d'autant plus, comme n'a pas manqué de le souligner E. Wegmann (1951, p. 221), que jamais encore l'existence de la tillite n'avait été signalée sur le continent européen dans ce niveau stratigraphique situé sous le Cambrien et qui peut être indifféremment appelé selon E. Wegmann (*ibid.*) : Éocambrien, Subcambrien, ou Infracambrien.

En communiquant notre découverte, nous avons admis que la tillite de Granville pouvait être mise en parallèle avec la glaciation éocambrienne dont on retrouve la trace depuis la côte Mourmane, au nord (Wegmann, 1928), jusque dans la région des sparagmites, au sud de la Norvège, sur une longueur de 1 700 kilomètres, et aussi avec la tillite des Schichallion boulder beds d'Écosse.

L'intérêt de cette découverte était accru du fait que la tillite remaniait dans les galets des éléments empruntés aux roches plus anciennes fournissant ainsi une indication dans la chronologie du Briovérien. C'est d'ailleurs le même principe qui avait conduit Ch. Barrois à diviser en deux étages son Briovérien : le Briovérien inférieur qui était remanié dans le poudingue de Granville et le Briovérien supérieur débutant avec ce même poudingue.

Depuis 1950, j'ai découvert d'autres affleurements de tillite; mais, ni à Granville, ni ailleurs, n'existe de meilleur gisement fournissant d'aussi indiscutables preuves de l'existence de tillites au Briovérien que celui de Saint-Germain-d'Ectot (Calvados). C'est à la suite de cette découverte bien caractérisée que nous avons confirmé l'existence de la tillite dans le Briovérien (L. Dangeard et M. Graindor, 1953).

§ 1. — GISEMENT DE LA TILLITE A GRANVILLE

1. TILLITE MARINE.

Les principaux éléments du complexe de la tillite de Granville ont été déjà indiqués succinctement lors de la découverte de cette tillite en 1950. On sait que c'est l'association des trois faciès lithologiques : poudingue, boues consolidées mal stratifiées avec nombreux galets et blocaux disséminés, et schistes varvés, qui nous paraissait l'un des meilleurs arguments en faveur de l'existence d'une tillite; car il n'y a pas de critère vraiment absolu qui permette de décider si une formation est ou non une tillite, mais un ensemble de caractères spécifiques en l'absence de « bedrock », de surface moutonnée.

L'absence de socle à surface moutonnée ne saurait être un argument contre l'existence de cette tillite : les glaciers de l'Antarctique donnent des moraines marines; au Groenland également, dans l'Ata Sund, M. Boyé a décrit deux glaciers, le Kangilemgata Sennia et, au sud, l'Égip Sennia, descendant jusqu'à la mer (1950, p. 12).

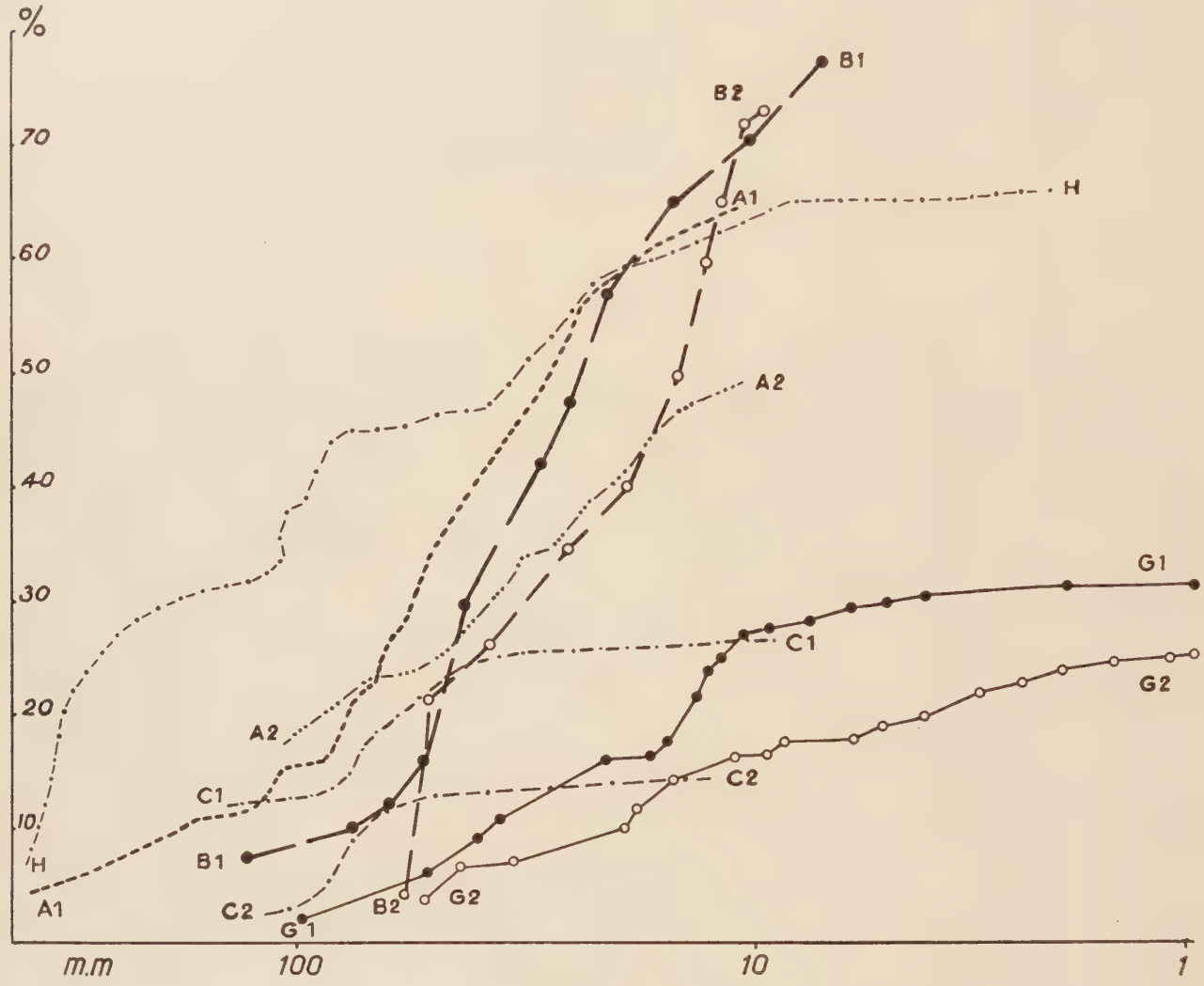


Fig. 22. — *Courbes cumulatives des diverses formations à galets du Briovérien*

A_1 : Tillite de Saint-Germain-d'Ectot/Anctoville.
A_2 : Tillite de Saint-Germain-d'Ectot/Anctoville.
B_1 : Poudingue de Gourin.
B_2 : Poudingue de Gourin.
C_1 : Poudingue de Pont-Landry.
C_2 : Poudingue de Pont-Landry.
G_1 : Tillite de Granville.
G_2 : Tillite de Granville.
H : Tillite remaniée dans le conglomérat cambrien (Hainneville).

Lorsque le glacier descend jusqu'à la mer, hypothèse que j'admets pour le glacier qui a fourni la tillite de Granville, trois cas peuvent en effet se présenter :

— ou bien le glacier aboutit en falaise et donne un dépôt de piedmont qui se mélange avec la plage,

— ou bien le front du glacier est sur le littoral et la moraine abandonnée est bordée par le cordon littoral,

— ou bien le glacier avance dans la mer; dans ce dernier cas, la moraine se dépose par fusion

de la glace progressivement brisée en icebergs : ceux-ci partent à la dérive, abandonnant, suivant les conditions thermiques de l'eau, des quantités variables de sédiments morainiques.

Si la tillite de Granville a été formée par un glacier du troisième type, aboutissant à la mer et déposant sa moraine sur un fond de sédiments marins, au large de la côte, il doit exister au voisinage de cette tillite des sédiments comparables à ceux des mers arctiques. Or c'est exactement ce qui se produit à Granville où j'ai découvert un calcaire (Graindor, 1952; cf. aussi chap. x).

Ce calcaire est situé sous la tillite, sa composition est irrégulière. L'une des lames minces que j'ai indiquées m'a montré que c'était indubitablement un vrai calcaire; par ailleurs, l'analyse chimique n'indique que 10 à 12 % de CO_3Ca avec une très importante proportion de silice insoluble.

En certains points, ce calcaire passe latéralement à une roche complètement décalcifiée où cependant le remaniement de la calcite en filonnets permet de supposer la présence antérieure du calcaire dans la roche.

Ces roches évoquent singulièrement les sédiments recueillis par Böggild à bord de la *Belgica* au nord et à l'est du Spitzberg (1905, p. 81) : ce sont des boues à teneur variable de calcaire ne dépassant généralement pas 10 %, à l'exception d'un échantillon (n° 80) contenant 12,2 %. D'une manière générale, cet auteur insiste sur les écarts considérables de la teneur en CO_3Ca des divers échantillons recueillis.

Le dépôt en concordance de la tillite sur cette fine boue consolidée me paraît confirmer l'hypothèse que j'avance : *la tillite s'est déposée en sédiment marin, les calcaires de Granville proviennent de sédiments analogues aux boues de la mer du Groenland.*

Un second argument me paraît renforcer cette manière de voir : les glaces flottantes qui ont déposé les sédiments à galets disséminés du Maine (cf. chap. xii) ont été détachées d'un glacier qui aboutissait à la mer. La sédimentation, disséminée du fait du déplacement des glaces, est moins dense que dans le cas où la glace demeure immobile. Avant la rupture où la glace flottante se détache du glacier, il s'écoule un temps plus ou moins long pendant lequel la glace commence à fondre, le zéro thermométrique étant peu éloigné de la surface de la mer; la tillite se dépose alors en bordure du continent.

C'est cette hypothèse que je propose pour Granville, les glaces flottantes ayant donné ensuite les sédiments à galets du Maine. J'ai déjà attiré l'attention sur ces points communs entre Granville et le Maine (Graindor, 1952).

2. ÉLÉMENTS REMANIÉS DANS LA TILLITE.

Jusqu'à la découverte de la tillite, ainsi que je l'ai rappelé, le poudingue de Granville était considéré comme un poudingue intraformationnel; c'est ce poudingue qui a été décrit par Ch. Barrois (1885). Cet auteur a signalé qu'il y a trouvé les galets des roches suivantes : granite identique à celui de Chausey[1], granite avec muscovite, gneiss à aspect de pétrosilex avec orthose, oligoclase, mica noir, chlorite et quartz, schiste grossier vert et grauwackes qu'il supposait cambriens (rappelons que la discordance de Rocreux n'était pas encore reconnue de tous), schistes cornés, schistes granitisés variés rappelant ceux du Massif de Coutances.

Un peu plus tard, Hébert (1886) publiait à son tour ses observations sur les phyllades de Saint-Lô et, à propos du « poudingue granitique de Granville », ajoutait cette observation : « un gros banc de poudingue épais de 8 à 10 mètres renferme des blocs plus ou moins roulés de 0,25 mètre à 0,30 mètre de longueur et de plus de 0,15 mètre de diamètre ». Cette remarque s'ap-

[1] Mais ce n'est qu'une analogie pétrographique : ce granite de Chausey ressemble beaucoup à celui d'Athis; il ne paraît donc pas prudent de suivre Ch. Barrois quand il considère que le granite de Chausey est antérieur au poudingue de Granville.

plique très certainement au second faciès que je décrirai et qui est cette masse mal stratifiée, ancienne boue consolidée contenant des galets de toute taille disséminés. La remarque d'E. Hébert n'eut pas de suite.

Ayant examiné des lames minces de galets du poudingue de Granville recueillis par A. Bigot, G. Mathieu (1943, p. 140) compléta la liste des roches de Ch. Barrois sans qu'il soit précisé auquel des faciès appartenaient ces galets. Voici la liste complémentaire donnée par G. Mathieu : grès feldspathique avec traînées de chlorite ou ciment de limonite accusant un certain métamorphisme général; granite typique « avec quartz en jeu de patience, orthose, oligoclase, biotite chloritisée, mais conservant les inclusions de zircon et leurs auréoles pléochroïques..., microgranite classique à deux temps de recristallisation avec des accidents de structure micropegmatique », porphyre micacé avec pâte microlitique, rhyolite.

3. PREUVES DE L'EXISTENCE D'UNE TILLITE.

Le poudingue qui contient les galets décrits précédemment provient du lessivage de la tillite. Celle-ci se présente comme une masse de boue consolidée sans stratification; on y observe des éléments de toute taille où j'ai même pu mesurer un bloc de dimension céphalaire. Les bancs de ce faciès sont beaucoup plus épais que ceux du poudingue, ceux-ci n'atteignent jamais plus de 1,60 mètre, alors que ceux-là ont une épaisseur moyenne de 6 mètres (on a vu que Hébert a écrit 8 à 10 mètres).

La réduction d'épaisseur du poudingue, passant sans surface nette de séparation à la tillite, montre bien que le poudingue dérive de ces bancs de boue à galets. L'examen en lame des dépôts mal stratifiés montre d'ailleurs l'existence de parties plus riches en galets, nettement lessivées.

Cette alternance des lits de poudingue fluvio-glaciaire avec la tillite *sensu stricto* est un caractère fort intéressant à noter. Comme l'a fait remarquer Sokolov (1947), il y a pour une même glaciation plusieurs couches de moraines correspondant à des variations du glacier.

On trouve parfois jusqu'à dix couches au voisinage du front du glacier. Cette alternance provient de l'intervention des eaux libres qui fournissent les poudingues fluvio-glaciaires alternant avec la tillite.

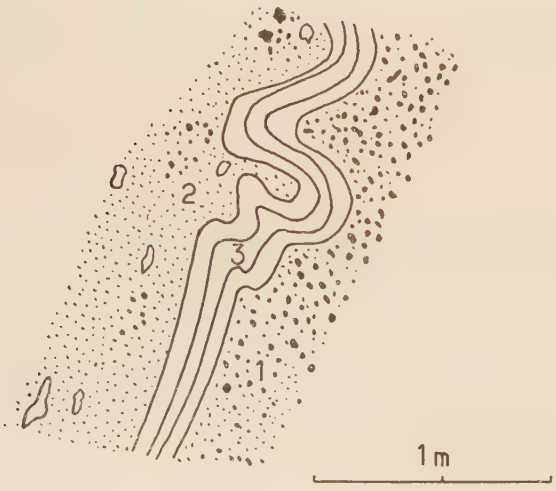


Fig. 23. — *Hétérogénéité de la tillite à Granville,* d'après une observation faite sous le cimetière de Granville, dans la falaise

[1 : gravier ; 2 : sable grossier ; 3 : schistes fins zonés]

Mais, en plus des galets retrouvés dans le poudingue, il existe dans ce deuxième type de dépôt *des galets de boue;* je pense du moins qu'il s'agit bien de galets de boue parce qu'ils ont une composition identique à celle de la gangue. Ces galets sont de toutes tailles, le plus gros que j'aie rencontré, long et aplati, nettement roulé, mesurait 18 centimètres dans sa plus grande dimension. En plus de ces galets, nous avons signalé aussi des galets à fines arêtes en relief évoquant les galets éolisés. Enfin quelques galets striés, mais sur ce point nous n'avons rien de comparable aux beaux échantillons de Saint-Germain-d'Ectot.

L'hétérogénéité de la masse est un caractère frappant; la figure 23 en montre un bel exemple : on a, dans un volume inférieur à 1 mètre cube, de la boue grise à cailloutis disséminés avec des galets dépassant 5 millimètres, du gravier avec un sable grossier, et des schistes fins et zonés. Le tout présente des déformations atectoniques caractéristiques.

Lorsque l'on considère et les dimensions des éléments et les caractères de sédimentologie joints à la granulométrie, on est en droit de parler de moraine de fond.

La granulométrie a été faite suivant les procédés mis au point par les spécialistes de sédimentologie, suivant la « méthode pratique » de F. Bourdier-A. Cailleux (Cailleux, 1946, p. 101), dérivée de la méthode de N. Hörner (1944). Elle consiste à mesurer suivant une droite, perpendiculairement à la stratification, de part et d'autre de cette droite, la longueur apparente du galet et la longueur suivant laquelle ce galet est coupé par la droite de référence. On en déduit une courbe de fréquence, les résultats en ont été figurés en courbes cumulatives suivant l'échelle semi-logarithmique (abscisse logarithmique des dimensions des galets, abscisse arithmétique des pourcentages obtenus). [Voir les courbes à la fin du chapitre].

Grâce à l'adoption d'une méthode qui tend à se généraliser, il est possible de comparer les courbes obtenues avec celles de formation actuelle. Pour les éléments de taille inférieure au millimètre, la mesure se fait au microscope suivant le même principe.

En lame mince, on remarque que la pâte varie selon l'emplacement où ont été récoltés les échantillons. Cependant, il faut noter des caractères communs : la tendance à l'orientation des éléments les plus fins, ainsi qu'une certaine recristallisation et séricitisation. Ils indiquent une action tectonique intense qui n'a, notons-le en passant car nous y reviendrons, aucun lien avec la tectonique hercynienne qui a affecté le Cambrien faiblement plissé de la région.

Ayant examiné 23 lames minces que j'ai fait exécuter dans les divers faciès de la tillite de Granville, il m'est possible d'ajouter, aux listes déjà si complètes qui ont été données des éléments contenus dans le conglomérat de la tillite, les roches suivantes : quelques quartzites, surtout des phtanites, des brèches sédimentaires, une dolérite altérée, et une andésite avec beaucoup de quartz secondaire. (Cf. Tableau ci-dessous).

Tableau de la morphoscopie des grains de la Tillite de Granville

(Examen en lames minces)

ROCHES	FRÉQUENCE					INDICE D'ÉMOUSSÉ MOYEN
	0,2	0,5	1	2	5	
Schistes grossiers	90	83	14	18	23	95
Granite	65	107	20	34	28	62
Schistes métamorphiques	60	20	12	9	5	21
Quartzites et phtanites	71	58	30	19	7	19
Schistes cornés	15	–	6	–	–	15
Grès feldspathiques	25	34	14	15	8	16
Rhyolites	6	8	4	17	9	14
Brèches sédimentaires	–	–	8	7	3	13
Gneiss	–	4	–	8	–	13
Microgranite	8	–	5	–	–	12
Dolérite (altérée)	–	–	1	–	–	11
Andésite	3	–	1	–	–	10
Porphyre micacé	5	2	–	–	–	10

L'altération des roches est assez variable : en général, les roches métamorphiques et les roches magmatiques sont assez altérées. Cette altération est antérieure au remaniement par la tillite, comme on peut s'en assurer lorsqu'on examine en lame mince la coupe d'un galet avec sa gangue. L'altération actuelle est nulle parce que la roche, compacte, n'est pas pénétrée par l'eau.

Le troisième faciès que nous avons signalé est celui des dépôts varvés. Le terme de schiste varvé doit être précisé : le mot « varve » proposé par De Geer (1910) [1] désigne en suédois quelque chose qui se répète périodiquement ou qui recommence périodiquement après avoir accompli un certain cycle.

Dans son sens restreint « varve » désigne des sédiments fins des régions glaciaires se présentant en lits associés par paires et formés, l'un sombre, d'argile à grain très fin, l'autre plus clair, sableux, d'éléments plus grossiers; la littérature anglaise désigne par « silt » ce deuxième type de sédiment (cf. R. F. Flint, 1947, p. 389).

Mais le mot « varve » a pris une extension plus grande puisqu'il en est venu à désigner des varves d'origine marine.

D'autre part, Carruthers a mis en évidence la distinction qui existe entre les varves lacustres et les varves d'alluvions glaciaires déposées sous les glaces « glacial drifts » et qui sont également formées de lits alternativement clairs et sombres et correspondent à la définition de De Geer.

Carruthers a donc introduit une distinction précieuse entre les varves lacustres et les « glacial drifts », ce qui permet aujourd'hui de classer les varves signalées à Granville, non parmi les varves glaciaires, mais parmi les varves lacustres. On verra cependant par la suite que le « glacial drift » existe aussi (voir coupe de Saint-Pair-sur-Mer, chap. x) et que ce fait important, non encore signalé, prouve l'extension considérable des sédiments glaciaires.

Bien que les varves que nous avons signalées à Granville soient d'origine lacustre, elles n'en sont pas moins en dépendance de la glaciation.

En effet, comme l'a montré Carruthers (1953), dans les alluvions glaciaires « glacial drifts » se trouvent, à côté d'alluvions non stratifiées comme celles qui ont été décrites précédemment, des alluvions stratifiées, et parmi celles-ci il convient de distinguer les argiles cisaillées et les sédiments lacustres. Selon Carruthers la distinction réside dans l'aspect du feuilletage : l'argile cisaillée est bien feuilletée, l'argile lacustre a une stratification moins nette. De plus, la première peut être plissottée et offrir des couches contournées; la seconde ne présente aucun caractère semblable.

Les deux types de sédiments existent dans le complexe glaciaire de Granville. Entre Granville et Donville, sous la falaise du cimetière de Granville, ce sont des argiles lacustres; au sud de Granville, à Saint-Pair-sur-Mer, ce sont des argiles cisaillées des « glacial drifts ».

Les varves lacustres, selon E. Wegmann (1951, p. 228), présentent quelques-uns des meilleurs caractères prouvant l'existence d'une glaciation, bien que, ne l'oublions pas, d'autres alluvions saisonnières puissent former des varves (Journaux, 1953). Ce ne sont pas les varves seules, mais les varves associées aux autres faciès qui constituent un critère valable.

Ces formations glacio-lacustres montrent une alternance qui correspond bien aux conditions définies par De Geer (1940), l'alternance couche d'été et couche d'hiver étant un phénomène de sédimentologie lié à la géochimie, comme l'a prouvé G. Arrhenius (1947).

Les varves lacustres de Granville forment des couches dont la surface de séparation n'est pas nette. Les bandes alternativement claires et sombres se confondent; seul un bon polissage suivi d'un vernissage en montre la structure zonée, mais les lignes de contact sont un peu imprécises. L'examen au microscope ne dissipe pas cette imprécision : le passage d'un lit clair à un lit sombre est progressif, il n'y a pas de zone bien délimitée; en outre, comme la recristallisation de la pâte riche en séricite est assez poussée, cela contribue à rendre l'aspect plus uniforme encore.

---

[1] La véritable varve de De Geer est, rappelons-le, un dépôt de terrasse, un dépôt d'estuaire où existent parfois des fossiles; c'est à une variation de la salinité due au mélange des eaux douces et marines qu'est due la flocculation qui engendre par sa variation les diverses varves. Antevs (1951) a montré que des varves peuvent se former dans les argiles glaciaires (couplets).

Plus fines que les autres sédiments du complexe tillitique, les varves ne sont cependant pas homogènes : elles gardent un lien de parenté évident avec la tillite. Elles sont formées d'un matériel fin ayant même origine que le matériel non classé de la tillite. Ainsi, au milieu d'éléments de quelques microns, voit-on flotter des éléments plus grossiers, de quartz surtout, qui atteignent et dépassent 100 microns.

§ 2. — GISEMENT DE SAINT-GERMAIN-D'ECTOT

1. LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS.

Si remarquable que soit le complexe de Granville, c'est à Saint-Germain-d'Ectot, à 25 kilomètres au sud-ouest de Caen, qu'ont été trouvés plusieurs arguments importants qui ont confirmé l'existence de la tillite, dans le Briovérien normand.

Dans une note succincte (L. Dangeard et M. Graindor, 1953), ont été rappelées les circonstances de la découverte du gisement lors de travaux en vue d'un captage d'eau.

La tillite de Saint-Germain-d'Ectot s'étend sur une assez grande superficie. Les affleurements sont situés sur les territoires de trois communes : Anctoville, Livry, Saint-Germain-d'Ectot.

A Saint-Germain, la tillite s'observe dès le cimetière, dans la tranchée de la route qui mène de l'église de Saint-Germain au hameau de Candon; en suivant cette route nord-sud, on passe de ces premiers affleurements où la tillite est très décomposée, à de meilleurs après avoir traversé une zone où la solifluxion masque tout. A 100 mètres au sud de la dernière ferme du pays (400 mètres au sud de l'église), on pénètre dans un pré situé à l'est de la route; on le parcourt pendant une centaine de mètres et on arrive à un petit bois près duquel s'est fait le captage qui a amené la découverte de la tillite; dans ce bois sourdent des sources et, tout au long du ruisseau qui en dérive, on trouve épars des éléments de la tillite; en cet endroit le sol est toujours très meuble, profondément imprégné d'eau; quand on creuse, on atteint une boue sablo-argileuse où l'on recueille de nombreux galets de roches variées et de toutes tailles, depuis les dimensions miliaires jusqu'à environ 50 centimètres. L'altération a presque redonné à cette formation son aspect initial : on verra plus loin le parti qu'on en peut tirer pour l'étude de cette tillite.

En reprenant la route précédente et en la continuant vers le sud, on aborde une partie de la route en tranchée où la tillite affleure bien, recouverte seulement de quelques décimètres de limon qui, entraîné par les eaux météoriques, masque un peu l'affleurement. Grâce à la bienveillance de l'ingénieur des Ponts et Chaussées, M. Collin, le talus fut décapé et une tranchée profonde de 1 mètre fut creusée sur une longueur de 50 mètres. Le dégagement de cet affleurement a permis de faire d'intéressantes observations sur la tillite *in situ*, car les remarquables échantillons du puits de captage n'avaient pu être examinés dans leur gisement.

A 150 mètres au nord de la rivière qui traverse la route nord-sud en question, le complexe de la tillite disparaît dans des schistes varvés, qui disparaissent à leur tour sous les alluvions.

Après avoir traversé la rivière, j'ai retrouvé près de Candon, dans un petit forage effectué à 250 mètres de la rivière, les mêmes schistes zonés que les précédents.

C'est au hameau de Launay (limite sud de la commune de Saint-Germain) que la tillite est de nouveau visible sur 200 mètres environ. Cette tillite dont les couches sont redressées à la verticale est au contact d'un grès riche en éléments phtanitiques qui a été extrait d'un puits approfondi en 1954 et que j'ai pu recueillir sur place.

Cette répétition symétrique du faciès, de part et d'autre de la rivière, ressemble fort à une répétition par pli.

Vers l'est, il est difficile de suivre l'extension de la tillite à cause du Trias qui recouvre les formations de l'X. Toutefois, à Feuguerolles-sur-Seulles, près de Lictot, existe un affleurement de schistes mal stratifiés ayant l'aspect d'une boue consolidée du Briovérien, contenant, disséminés, de nombreux petits galets de quartz ayant moins de 1 centimètre de long. C'est tout ce que j'ai pu observer jusqu'à présent de ce côté.

A l'ouest, en suivant la route de Saint-Germain-d'Ectot à Livry, on retrouve quelques bons affleurements de tillite au hameau du Bosq-Renard sur une longueur de 75 mètres.

Plus à l'ouest, les conditions deviennent mauvaises : on ne peut plus déceler la présence de tillite. Mais, à la ferme de l'Épine (Livry), on constate dans les champs labourés et les déblais des nids de taupes, un grand nombre de galets de phtanites mélangés à des schistes et grès : ceci constitue une indication de l'extension de la tillite jusqu'à 1 kilomètre au sud du Bosq-Renard. Dans un des champs avoisinant la ferme de l'Épine, un puits a été creusé il y a quelques années et on y aurait trouvé — au dire d'un habitant — les mêmes éléments que dans le captage récent de Saint-Germain-d'Ectot : de gros galets et des blocs noirs. J'ai pu constater par moi-même, dans ce qui subsiste des déblais du puits de l'Épine, que tout paraît effectivement confirmer la présence de la tillite en cet endroit.

2. CARACTÈRES DE LA TILLITE.

A Saint-Germain-d'Ectot, Anctoville et Livry, on n'a pas encore trouvé de poudingue comme à Granville (sauf un petit poudingue lessivé et non en place), en sorte que *le complexe glaciaire se présente seulement sous forme d'une tillite et de quelques schistes varvés associés,* et semble dépourvu des produits de lessivage de la tillite observés à Granville.

Comme à Granville encore, on observe les mêmes variations dans l'aspect de la gangue. Celle-ci, comme les galets qu'elle contient, semble formée de masses différentes. Pour les galets, le fait est très remarquable : lorsque l'on prend la totalité des galets en un point pour examiner leur nature pétrographique, on constate toujours une espèce pétrographique dominante; dans le puits de captage, la dominante était représentée par les phtanites; dans la tranchée de déversement, on avait une majorité de galets de roches de métamorphisme général, et quelques roches cristallines, d'ailleurs assez altérées. Dans la tranchée de la route de Saint-Germain à Candon, dominaient les roches détritiques moins métamorphisées que les précédentes et provenant du Briovérien moyen.

La gangue contient une proportion considérable de « Gesteinsmehl », cette farine de roche si caractéristique des moraines. Dans le captage domine une gangue en partie très siliceuse, de teinte gris-blanc, en partie formée d'une argile gris-bleu très onctueuse au toucher. La gangue est sablo-argileuse ailleurs.

La composition granulométrique est également très variable, tantôt on a des lentilles de schistes très fins, tantôt des graviers ou des sables passant brusquement des uns aux autres sans transition.

L'étude granulométrique de la tillite a été faite selon deux méthodes : l'une déjà appliquée à Granville, la méthode linéaire; l'autre mettant à profit l'état meuble de la tillite altérée. Pour cette dernière méthode, afin d'éliminer les erreurs qui auraient été introduites du fait de la décomposition de certains galets de roches moins dures (et surtout des galets de boue), je l'ai utilisée au captage et seulement dans les produits d'extraction du puits, là où j'avais la certitude qu'il n'y avait que des

galets de roches dures, à l'exclusion de galets trop altérés qui auraient risqué, en se dissolvant au cours de l'analyse, de fausser les résultats.

J'ai ainsi obtenu les graphiques qui sont placés à la fin de ce chapitre.

En outre, j'ai pu effectuer une analyse granulométrique assez précise des éléments fins de la tillite.

Pour cela, j'ai prélevé des petites portions, de quelques centaines de grammes, assez meubles pour être tamisées et contenant des galets en bon état de conservation. Le poids total de tillite traitée et préalablement séchée était de 3,830 kilogrammes.

Par fractions, j'ai procédé à un tamisage selon les méthodes classiques pour un sédiment meuble, utilisant la dissociation sous l'eau. L'opération fut très longue à cause de la présence des colloïdes qui retardaient le tamisage.

Lorsque l'opération, qui dura plusieurs jours, fut terminée, j'ai séché les diverses fractions obtenues et les ai pesées. La fraction des poudres d'un calibre inférieur à 0,045 (précolloïdes et colloïdes) fut recueillie avec l'eau dans des bacs, décantée et filtrée, puis séchée et pesée.

J'ai obtenu les résultats suivants :

DIMENSIONS (en millimètres)	POIDS	POURCENTAGE	POURCENTAGE CUMULATIF
—	—	—	—
> 50	50,036	1,306	1,306
> 35	39,280	1,025	2,331
> 20	50,358	1,315	3,646
> 15	49,035	1,280	4,926
> 12,5	54,029	1,411	6,337
> 10	34,313	0,896	7,233
> 7,5	39,128	1,022	8,255
> 3	193,170	5,043	13,293
> 1	123,052	3,213	16,511
> 0,350	329,230	8,596	25,107
> 0,175	40,201	1,050	26,157
> 0,125	23,693	0,619	26,776
> 0,045	178,291	4,655	31,431
< 0,045	2.621,750	68,453	99,884
	3.825,566	99,884	
PERTE	4,434	0,116	
	3.830,000	100,000	

On trouvera (fig. 22) une courbe cumulative (courbe cumulative A1 de Saint-Germain-d'Ectot) traduisant ces résultats. On remarquera l'analogie de cette courbe avec celles de certains sables recueillis dans les fjords du Groenland et mesurés par VON MOOS (1938, p. 62, fig. 3). Ces sédiments analysés par von Moos sont du plus haut intérêt ainsi que l'avait déjà fait remarquer BÖGGILD lors de l'expédition du duc d'Orléans à bord de la *Belgica* (1905) entre le Groenland, l'Islande, la Norvège et le Spitzberg, car « les sédiments de cette région présentent un caractère très terrigène » (BÖGGILD, 1905, p. 89). Aussi beaucoup d'échantillons analysés « ne diffèrent pas beaucoup comme consistance de l'argile morainique ordinaire » (BÖGGILD, 1905, p. 90).

Si l'on veut comparer la tillite de Saint-Germain-d'Ectot avec les types granulométriques de LUNDQUIST, il suffit de ne retenir que les éléments inférieurs à 20 millimètres : ce qui donne la figure n° 24, nouvelle confirmation d'une véritable tillite.

FIG. 24. — *Granulométrie des éléments inférieurs à 20 mm de la tillite de Saint-Germain-d'Ectot*
(Représentation de Lundquist)

J'ai voulu opérer une autre analyse sur une autre masse de tillite prise dans la tranchée du captage; j'ai traité ainsi 650 grammes qui m'ont donné les résultats suivants :

DIMENSIONS (en millimètres)	POIDS	POURCENTAGE	POURCENTAGE CUMULATIF
> 30	6	0,923	0,923
> 25	10	1,538	2,461
> 20	10	1,538	3,999
> 15	14,1	2,169	6,168
> 10	22,65	3,485	9,653
> 5	19,4	2,985	12,638
> 3	16,25	2,500	15,138
> 2	14,85	2,285	17,423
> 1,5	6,50	1,000	18,423
> 1	5,75	0,885	19,308
> 0,3	31,20	4,800	24,108
> 0,175.....	14,85	2,285	26,393
> 0,125.....	22,65	3,485	29,878
> 0,045.....	94,15	14,484	44,362
< 0,045.....	361,65	55,638	100,000
	650,000	100,000	

Ces résultats ont donné la courbe cumulative A2 (voir fig. 22).

Si, dans cette seconde analyse, on ne tient compte que des éléments inférieurs à 20 millimètres, on obtient une granulométrie représentée par la figure 25 et comparable à un type de Lundquist.

L'intérêt exceptionnel de la tillite de Saint-Germain-d'Ectot est d'avoir donné des galets de

FIG. 25. — *Granulométrie de la tillite de Saint-Germain-d'Ectot, pour des éléments inférieurs à 20 mm.*
(Représentation de Lundquist)

roches dures inaltérables et inaltérées dans une gangue complètement décomposée, et aussi, comme ailleurs, des galets se détachant assez facilement de la gangue. Mais ce sont surtout les premiers qui méritent de retenir l'attention : les galets sont en effet dans un état de fraîcheur comparable à celui qu'offriraient des galets recueillis dans une moraine quaternaire. Aussi tous les caractères de ces galets ont-ils fait l'objet d'un examen attentif.

Parmi les galets, j'ai trouvé les roches suivantes :

1. *Roches du Briovérien basique (Étage d'Erquy)* : amphibole, chlorito-schiste, cornéenne, gneiss.
2. *Roches de l'Étage des phtanites* : phtanites et quartzites.
3. *Roches du Briovérien moyen* : grès et schistes métamorphisés par le métamorphisme régional.
4. *Roches non métamorphiques* : roches détritiques : grès, schistes, brèche et poudingue miliaire.
5. *Roches cristallines, magmatiques et filoniennes* : granite, rhyolite, quartz, diorite quartzique.
6. *Tillite remaniée* : galets de sable ou de boue.

On voit que parmi ces roches, certaines sont d'un apport lointain, ce qui confirme l'hypothèse d'une tillite.

J'ai examiné 542 galets du captage de Saint-Germain-d'Ectot. J'en ai mesuré l'indice d'émoussé et l'aplatissement. Les résultats de ces analyses sont consignés dans le tableau ci-dessous.

MORPHOSCOPIE DES GALETS DE LA TILLITE DE SAINT-GERMAIN-D'ECTOT

ROCHES	APLATISSEMENT	INDICE D'ÉMOUSSÉ FRÉQUENCE DES GALETS [1]						ÉMOUSSÉ MOYEN
		20	50	100	200	200	TOTAL	
Phtanites	1,87	158	105	67	55	28		77
		6	60	86	40	6	= 198	
Grès	1,99	0	192	152	107	52		159
		0	20	56	20	10	= 106	
Grès métamorphiques	1,97	0	176	159	67	50		150
		0	12	44	8	1	= 65	
Schistes métamorphiques	2,22	0	220	105	81	0		111
		0	6	29	13	0	= 48	
Schistes	2,46	0	128	120	111	0		121
		0	12	10	8	0	= 30	
Microbrèches	2,22	0	191	110	128	0		137
		0	8	14	6	0	= 28	
Quartzites	1,73	0	68	91	101	0		92
		0	4	8	12	0	= 24	
Quartz	1,85	0	80	62	58	0		63
		0	2	12	4	0	= 18	
Granite	2,15	0	132	71	0	0		111
		0	8	4	0	0	= 12	
Rhyolites	1,56	0	0	110	0	0		110
		0	0	3	0	0	= 3	
Diorite	1,20	0	0	66	0	0		66
		0	0	2	0	0	= 2	
Cornéenne	1,66	0	69	333	0	0		201
		0	1	1	0	0	= 2	
Chloritoschistes	2,20	0	153	131	0	0		142
		0	1	1	0	0	= 2	
Amphibolite	2,12	0	0	145	0	0		145
		0	0	1	0	0	= 1	
Poudingue	1,60	0	0	0	14	0		14
		0	0	0	1	0	= 1	
Gneiss	1,85	0	0	175	0	0		175
		0	0	1	0	0	= 1	
Galet de boue	2,08	0	0	0	75	0		75
		0	0	0	1	0	= 1	

[1] La première ligne donne les indices d'émoussé, la deuxième, la fréquence de chaque dimension.

L'indice moyen de chaque dimension s'obtient en divisant la somme des indices de chaque galet pour une dimension donnée, par le nombre de galets de cette dimension.

L'indice moyen total d'une roche est le quotient de la somme de tous les indices mesurés par le nombre total des galets de cette roche.

L'aspect des galets du Briovérien de Saint-Germain-d'Ectot est des plus typiques. Il apporte un nouvel argument en faveur de l'hypothèse proposée d'une tillite.

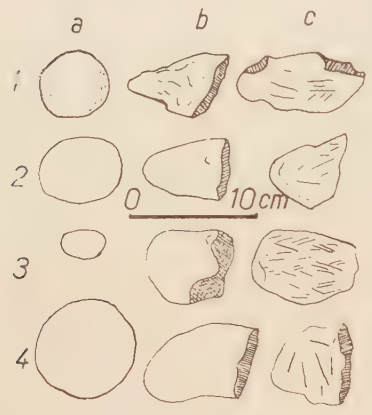


FIG. 26. — *Types de galets glaciaires*

1 : Moraines actuelles du Valsorey ; 2 : Cailloutis du retrait aux environs de Genève ; 3 : Moraine argileuse du plateau de Lancy, près de Genève ; 4 : Alluvions anciennes des environs de Genève (*a*, *b*) et de Lyon (*c*).

(*a* : galets arrondis ; *b* : galets brisés ; *c* : galets striés).

D'après A. JAYET : « Quelques caractéristiques peu connues des dépôts glaciaires pléistocènes et actuels ». — *Eclog. Geol. Helv.*, t. 45, n° 2, 1952, p. 287-293 (fig. 2, p. 289).

N.B. — Comparer avec les photographies des galets de la tillite de Saint-Germain-d'Ectot.

Tandis qu'à Granville, on trouvait de rares galets striés, ici ils sont fréquents, creusés parfois de cannelures très marquées : certains galets sont littéralement burinés, creusés en auge ; d'autres sont nettement déformés par la pression[1]. Cette pression a visiblement taillé certains galets présentant une cassure monopolaire, mais plus souvent bipolaire, caractère nettement glaciaire qui a été mis en évidence par G. MORTELMANS (1947). On sait que, selon cet auteur, ce caractère est des plus permanents ; il subsiste longtemps sur le galet, même lorsque ce dernier a été roulé sur de grandes distances ; il s'efface bien moins rapidement que les stries. Quant aux galets impressionnés, ils sont en très grand nombre. Il est assez curieux d'observer en coupe l'enfoncement de galets très durs, comme les phtanites, dans des roches moins dures, telles que les grès.

Le complexe de Saint-Germain-d'Ectot, comme celui de Granville, présente donc tous les caractères d'une tillite véritable. On a constaté que la granulométrie donnait des indications identiques à celles des types de LUNDQUIST et des courbes cumulatives de A. CAILLEUX, et que la morphoscopie des galets fournissait des indices d'émoussé et d'aplatissement qui peuvent s'interpréter comme ceux d'une formation fluvio-glaciaire ou morainique. L'aspect de roches écrasées et broyées donnant une sorte de farine de roche « Gesteinsmehl » est un autre critère également remarqué, spécialement à Saint-Germain-d'Ectot. Il n'est pas jusqu'à la couleur de la gangue, tantôt grise, tantôt verte, qui ne soit un caractère commun aux tillites nordiques.

§ 3. — AUTRES GISEMENTS DE TILLITES

Avant que ne soit connu le remarquable gisement de la tillite à Saint-Germain-d'Ectot j'en avais découvert d'autres. Mais afin de ne point surcharger l'exposé, j'ai préféré placer ici la nomenclature et la brève description de ces gisements.

1. QUIBOU.

Le gisement de Quibou est le plus important de ces gisements secondaires de tillite. Comme je l'ai dit (chap. IV) la tillite de Quibou repose immédiatement sur les phtanites au lieudit Pont-de-Mazé, dans une ancienne carrière difficile à découvrir. La direction de ce contact que j'ai découvert entre les phtanites et la tillite est N 70°.

---

[1] On demeure frappé par l'évidente ressemblance des galets recueillis avec d'authentiques galets glaciaires comme ceux qui ont été décrits par CAMPANA et WILSON (1955, p. 289).

Il existe un autre contact dans un sentier est-ouest situé au sud de la carrière : en suivant ce sentier pendant 200 mètres, on arrive au contact : sur une épaisseur de 40 centimètres la roche est complètement écrasée; la direction de contact est N 80°.

Ce contact a le caractère d'un contact mécanique. Cependant le rejet ne doit pas avoir une bien grande ampleur : en effet la tillite qui repose sur les phtanites est composée à 96 % d'éléments de phtanites assez petits dans l'ensemble (taille dominante des galets : 25 à 50 millimètres, mais les gravilles et graviers sont les plus nombreux); il y figure tout de même un bloc de 0,55 × 0,39 × 0,46 mètre, et quelques galets de taille pugillaire.

La gangue de cette tillite a une coloration gris-brun.

Comme je viens de le dire, étant donné que la tillite, riche en éléments phtanitiques, est en contact avec des phtanites, il semble bien légitime d'admettre que, s'il y a faille, le rejet de celle-ci n'est pas considérable puisque les deux formations sont dépendantes sédimentologiquement.

Ce contact n'est pas sans analogie avec ceux de la discordance entre le Cambrien et le Briovérien où celle-ci, incontestablement stratigraphique, s'accompagne, lors du plissement, d'un déplacement mécanique.

Au nord de la carrière, j'ai retrouvé la tillite dans un autre sentier, sans qu'il soit possible de déterminer la position relative des phtanites et de cette tillite.

Ainsi il semble que les phtanites forment une vaste lentille dont les contours approximatifs permettent d'évaluer la surface de l'affleurement à 350 mètres carrés. L'axe des phtanites plonge vers le sud-ouest, ce qui correspond à l'ennoyage des phtanites disparaissant sous la tillite; mais comme on ne retrouve pas ces phtanites immédiatement à l'est, on est obligé de supposer la présence d'une faille approximativement nord-sud, probablement une des nombreuses failles radiales du bassin de Carentan amenant ici la disparition des phtanites.

2. RONCEY, SAINT-DENIS-LE-GAST.

Sur la limite des deux communes, au sud de Roncey, et au nord de Saint-Denis, se situent des affleurements de roches qui s'apparentent à la tillite; dans ce que j'ai pu observer, ces roches ne contiennent pas de galets, mais des graviers et gravettes; toutefois, elles offrent d'assez nettes similitudes avec certains faciès qui appartiennent à la tillite (en particulier formation de Lictot près de Saint-Germain-d'Ectot) pour qu'il n'y ait pas d'hésitation à relier ces formations à la tillite.

Ces affleurements sont situés dans deux carrières abandonnées, l'une à Orbeville, dans un taillis épais au virage de la route de Saint-Denis à Roncey, l'autre à la Jouannerie. Ces deux affleurements appartiennent à la même bande tillitique, suivant l'orientation générale ENE du Briovérien.

3. HAINNEVILLE.

A la limite est de la commune d'Hainneville, au lieudit Lande de Misère, au nord du moulin de Brécourt, en bordure de la Bonde, existe un conglomérat qui a suscité de nombreuses discussions.

Lors de l'excursion en Basse-Normandie de la Société géologique de France en 1929, A. Bigot avait montré que ce conglomérat était le poudingue de base du Cambrien.

Dans son étude des roches siliceuses de France, L. Cayeux (1929, p. 207) adoptait cette hypothèse.

Mais peu après, Mme Jérémine (1930, p. 47) décrivait ce conglomérat et le considérait comme précambrien.

A. Bigot (1933, p. 515 et 1950, p. 213) n'a jamais admis que l'on puisse mettre en doute l'âge cambrien de ce poudingue.

La découverte de la tillite de Granville amena M. Lugeon et Mme Jérémine (1950) à assimiler cette formation d'Hainneville à la tillite.

J'ai répondu qu'il me paraissait difficile de ne pas voir dans le conglomérat d'Hainneville le poudingue de base du Cambrien (Graindor, 1951). J'ai eu l'honneur d'en discuter sur le terrain avec M. Lugeon, Mme Jérémine et A. Sandréa. La difficulté de cette discussion provient de ce qu'il y a deux points de vue différents : le point de vue pétrographique et le point de vue stratigraphique.

Pétrographiquement, le conglomérat d'Hainneville présente de singulières différences avec les autres poudingues cambriens de la Hague, c'est un fait certain. Il convient aussi de remarquer qu'il diffère de la tillite de Granville. Cependant la granulométrie et la morphoscopie des galets sont en faveur d'une assimilation à la tillite du Briovérien. Mais s'il en est ainsi, il n'y a pas trace de la transgression cambrienne.

Et précisément là où existe le conglomérat attribué à la tillite, on sait que le bord nord du synclinal est complètement déversé avec un pendage nord de 60° et même 40°. De plus, au sud du conglomérat on passe aux schistes cambriens rouges et verts.

La complexité de ce problème nécessite une étude un peu détaillée, en particulier des divers faciès du poudingue cambrien de la Hague dont les changements sont considérables, mettant en évidence l'existence d'une topographie sous-marine accidentée.

La comparaison du poudingue d'Hainneville avec les poudingues cambriens de la Hague fait ressortir son analogie avec celui d'Omonville-la-Rogue, lequel repose sur le granite antécambrien en une discordance bien visible décrite par Mme Jérémine (1930, p. 9).

Par contre, il semble y avoir de notables différences pétrographiques entre la pâte du conglomérat de la Lande de Misère (Hainneville) et la pâte arkosique rubéfiée de Beaumont-Hague ou de Laye (Auderville).

Mais en réunissant pour les examiner tous les échantillons possibles du conglomérat de base cambrien (Tonneville-Branville-Beaumont-Hague [Haute-Petite et Fabien] - Éculleville [la Cotentine] - Omonville-la-Rogue - Hainneville [Lande de Misère et Quoniam] - Auderville [dans la falaise et au hameau de Laye]), on constate qu'on a tous les termes de passage entre les faciès les plus différents, ce qui s'explique par les conditions diverses de la topographie sous-marine.

A mon avis, un des caractères constants des poudingues cambriens est leur richesse en éléments clastiques d'orthose et de feldspaths roses. Ce caractère n'existe pas dans l'X. Ce pourrait être un moyen de détermination.

Or, à Hainneville, lorsqu'on fait la coupe de la Lande de Misère, depuis le Moulin-de-Haut jusqu'au Pont de la Bonde, on a la succession suivante :

Granite écrasé identique à celui décrit aux carrières du Moulin Pontus (E. Jérémine, 1930, p. 22).

Roche altérée formée d'une alternance de petits lits de quartzites et de schistes rubéfiés rappelant l'altération du niveau des phtanites.

Des schistes gris sériciteux.

On passe insensiblement au *conglomérat,* avec les caractères que l'on connaît.

Enfin apparaissent des *arkoses écrasées,* riches en grains d'orthose et de feldspath rose. (La même observation vaut pour Quoniam où, vers le haut de ce niveau, apparaissent les grains détritiques d'orthose et de feldspaths rosés).

J'ai cherché à reconnaître ces roches au sud de la coupe précédente. En dépit de rares et très mauvais affleurements, j'ai trouvé du nord au sud, des arkoses, des schistes assez riches en mica, parfois fortement sériciteux.

A 1 kilomètre au sud du Pont de la Bonde, on trouve un faciès de schistes rouges assez altérés, puis des schistes grossiers de teinte bistre, comparables à ceux que l'on rencontre dans le Cambrien, puis des schistes et grès, enfin des schistes verts et rouges.

Mais une difficulté subsiste, que je n'avais pas mesurée en 1950 : la présence de roches dont le degré de métamorphisme exclut l'attribution au Cambrien là où la carte figure pourtant des sédiments cambriens. Mon attention a été attirée sur ce point par la collection de lames minces que Mme Jérémine avait constituée à propos du poudingue d'Hainneville et des roches environnantes et dont elle a eu la bonté de me faire don. On y trouve des chloritoschistes (ruisseau de la Traisnellerie), des séricitoschistes (chemin de la Ferme Orange à Herville), ainsi qu'un quartzite graphiteux analogue aux phtanites (près de la Ferme l'Épiney).

Il me semble qu'il faille attribuer à la tectonique particulière de cette région la présence de lambeaux des roches précambriennes qui viennent d'être signalées au milieu du Cambrien. J'ai d'ailleurs cartographié, en vue de la future édition de la carte géologique au 1/50 000, à Omonville-la-Rogue et Digulleville, des lambeaux de Cambrien qui flottent semblablement sur le socle granitique.

D'autre part A. Bigot a figuré des failles qui cisaillent la région en tous sens (Carte géologique au 1/80 000, feuille Les Pieux, nº 16). Peut-être a-t-il exagéré l'importance de ces failles radiales et n'a-t-il pas assez tenu compte de ce grand charriage qui affecte la Hague. Mes observations m'incitent à penser que, si l'on tenait compte davantage de ce phénomène d'une exceptionnelle puissance, évoquant la tectonique des Alpes, et déplaçant les roches du nord-est au sud-ouest, on interpréterait d'une manière plus simple les levés de terrain si difficiles. Rappelons-nous les importantes mylonites qu'a données ce charriage (E. Jérémine, 1930, p. 20; cf. aussi le chap. vi de ce mémoire).

C'est encore à ce charriage que l'on doit attribuer l'allure allongée du massif granitique qui s'étend d'Éculleville à Cherbourg et qui, par sa position le long du flanc nord du synclinal de Siouville, pourrait faire penser à une mise en place syntectonique hercynienne, alors qu'il n'en est rien puisque ce granite est antécambrien (E. Jérémine, 1930).

De même, lorsque la carte indique une bande de poudingue de base du Cambrien formant une bordure d'allure tranquille le long du granite de Beaumont-Hague à Cherbourg, à part une petite faille signalée à l'ouest de Tonneville, je ne crois pas à l'exactitude des contours : ceux-ci sont moins réguliers et c'est encore le charriage qui a fait apparaître, comme je l'ai supposé, les lambeaux de roches anciennes dans le Cambrien dont la tectonique bouscule les bords nord du synclinal de Siouville.

De ces considérations, je conclus que A. Bigot paraît avoir eu raison de maintenir le poudingue d'Hainneville dans le Cambrien, bien que M. Lugeon ait eu raison de protester véhémentement sur le terrain, au cours de nos courses communes, contre les inexactitudes de la carte.

Quant aux caractères morphoscopiques, ils suggèrent une singulière analogie avec les tillites, encore que la courbe (cf. graphique H de la fig. 22) accuse des différences avec celles de Granville et Saint-Germain-d'Ectot.

Entre les deux points de vue concernant l'âge du conglomérat d'Hainneville, existe une possibilité de coordination.

Partant du principe qu'un conglomérat de base remanie des sédiments terrigènes provenant de l'érosion du cycle sédimentaire précédent, il peut advenir parfois que ce remaniement se fasse de façon massive, hypothèse proposée pour chercher à concilier deux faits constatés par divers auteurs : *la tillite briovérienne d'Hainneville aurait été incorporée sans grande modification de composition dans le conglomérat cambrien.*

Ainsi résoudrait-on l'énigme : *le poudingue cambrien de la transgression existe, le conglomérat d'Hainneville a bien un faciès de tillite.*

§ 4. — AXE DE LA TILLITE

Il est remarquable de noter que, de même que pour les phtanites existait un axe phtanitique que j'ai signalé de Coutances à Littry, de même pour les tillites il existe un axe tillitique Granville-Saint-Germain-d'Ectot.

Cet axe est arqué par la tectonique hercynienne et se trouve parallèle à la direction générale de la zone bocaine.

Partant de Granville, il passe par la limite des communes de Roncey et Saint-Denis-le-Gast, puis par Quibou (Pont-de-Mazé), et aboutit à Saint-Germain-d'Ectot.

Évidemment les affleurements ne sauraient être continus : d'abord parce que des formations continentales sont souvent discontinues, ensuite parce que l'oscillation du plongement des axes B fait alternativement apparaître puis disparaître l'affleurement d'un même niveau suivi dans la direction générale du plissement.

§ 5. — CONCLUSIONS

Les tillites du Briovérien marquent un *épisode continental* avec l'exondation d'une surface étendue sur laquelle affleuraient les Briovériens moyen et inférieur.

L'examen en lame mince des galets de certaines roches affectées de microplissement, et en particulier des phtanites, montre que ces roches ont subi une *orogénèse pré-tillitique*. C'est en partie grâce aux galets de ces tillites qu'a pu être accomplie la reconnaissance d'un Briovérien antérieur aux tillites.

Il est en outre intéressant de paralléliser la glaciation briovérienne avec d'autres glaciations de même âge.

On sait en effet qu'à la base du Cambrien existe une glaciation très étendue. Nous avons déjà signalé le rapprochement des tillites du Briovérien de Granville avec les tillites « éocambriennes » du nord de l'Europe (E. Wegmann, L. Dangeard, M. Graindor, 1950). A des latitudes nord assez voisines de la nôtre, on connaît la tillite de l'Oural (Backlund, 1930) et celle de Chine : « Nantou tillite » sous le Cambrien inférieur à *Redlichia* (Lee, 1939, p. 77), déjà signalée par B. Willis, Blackwelder et Sargent (1907,p.265), et aussi la tillite des Kuruk Tagh Mountains-Sin Kiang (Norin, 1930), celle de Sibérie centrale, dans la région de l'Iénisséi, entre les 56e et 55e degrés de latitude nord (Tchurakov, 1932, p. 581), celle des États-Unis d'Amérique dans les monts Wasatch et la région du lac Salé où des tillites reposent sur les séries de Belt (Blackwelder, 1932, p. 40). D'autre part, dans l'hémisphère austral, ont été reconnues aussi des tillites du Précambrien : en Afrique du sud où la Numees Tillite de 800 pieds d'épaisseur à la base du « Nama System » est située sous le Cambrien inférieur (Du Toit, 1939, p. 141 et 493); également dans l'hémisphère sud, en Australie (David, 1950. — Cf. aussi Campana et Wilson, 1955, p. 1-30). Ces tillites de l'étage sturtien sont de plus parallélisées par David (1950, p. 84) avec les couches de sparagmites dans le sud de la Norvège, les conglomérats du Torridonien d'Écosse, les conglomérats du Keeweenawien du Canada.

On peut aussi mentionner la tillite découverte par G. Choubert, Hindermeyer et Hollard, dont nous avons discuté au cours de l'excursion au Maroc du XIXe Congrès géologique international (excursion C39). Cette tillite est à la base du Précambrien III, c'est-à-dire au dernier niveau du Précambrien et, selon G. Choubert (1952, p. 84), à la partie inférieure de l'Infracambrien.

CHAPITRE X

BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR DE BASSE-NORMANDIE : ÉTAGE DE LA LAIZE (X^{3b})

§ 1. — GÉNÉRALITÉS

Le Briovérien supérieur est l'étage dont la base est formée par les tillites.

Ces tillites correspondent, selon l'hypothèse que je propose, à une période d'émersion des Briovériens inférieur et moyen : on ne voit pas bien en effet quelle autre explication pourrait être fournie de la présence, dans ces tillites, d'éléments provenant de roches régionales, bien connues dans leur gisement d'origine, en dehors de celle d'une érosion continentale; en outre, plusieurs indices permettent d'affirmer que les roches des Briovériens inférieur et moyen étaient, au moins en partie, plissées avant la glaciation car la tillite, qu'on admette qu'elle soit marine ou continentale, repose indifféremment sur du Briovérien antérieur d'âge quelconque (X^1 ou X^2). A Quibou, par exemple, elle est très près des phtanites et même probablement discordante sur ces phtanites; à Saint-Germain-d'Ectot où elle offre la plus grande extension, elle est située au voisinage des horizons de Saint-André-de-l'Épine et de Cantilly, du Briovérien moyen, plus jeunes que les phtanites.

Il existe donc, à mon avis, *une discordance entre le Briovérien supérieur et les niveaux pré-tillitiques.*

J'aurais aimé pouvoir donner plus de précisions sur la paléogéographie de cette glaciation briovérienne infra-cambrienne, mais dans l'état actuel de mes recherches, il me faut y renoncer; j'indiquerai seulement que l'incertitude où je me suis trouvé à plusieurs reprises sur la limite entre le Briovérien moyen et le Briovérien supérieur — à supposer que dans ces cas embarrassants il n'existe pas de faille entre eux — m'a incité à croire que la première phase orogénique cadomienne, dont j'avance l'hypothèse, a provoqué des cordillères discontinues, démantelées par l'érosion, au fur et à mesure de l'émersion des terres.

En conséquence, une partie des sédiments pré-tillitiques proviendrait de cette érosion, et la discordance entre le Briovérien supérieur et les niveaux antérieurs n'existerait pas partout, il se produirait dans le Briovérien ce qui se passe entre l'Infracambrien et le Cambrien. Il n'existe pas de période d'orogénèse absolue, les mouvements orogéniques sont continus, seule l'intensité varie, tantôt en un point, tantôt en un autre. C'est peut-être pourquoi il est difficile de reconnaître le passage du Briovérien moyen au Briovérien supérieur, de même qu'en Bretagne on a longtemps hésité pour départager le Cambrien et l'Infracambrien. Le seul repère que nous possédions en Normandie est l'axe des tillites jalonné par les affleurements décrits dans le chapitre précédent. Au sud de la Basse-Normandie, la distinction n'a pu être faite sur la zone de passage entre le Brio-

vérien moyen et le Briovérien supérieur qui représente la plus forte proportion de terrains X affleurants, mais il semble que le Briovérien moyen y soit aussi représenté.

On voit combien la définition que j'ai proposée du Briovérien supérieur, théoriquement précise, offre de difficultés dans la délimitation de ses contours. Néanmoins certaines régions étant nettement identifiables, il m'est tout de même possible de donner un premier aperçu de ce Briovérien supérieur.

Il n'y a qu'à Granville que la distinction du Briovérien supérieur soit chose nette, le niveau de la tillite étant bien visible dans ses relations avec les autres roches. C'est grâce à cela que j'ai pu déterminer ce niveau et en connaître l'extension par comparaisons.

La vallée de la Laize donnant la meilleure des coupes du Briovérien supérieur, j'y ai défini cet étage : cette coupe a déjà été étudiée (cf. chap. II, § 4).

Le Briovérien supérieur de Basse-Normandie comprend deux niveaux : *celui de la tillite* (X^{3a}) et *celui de l'Étage de la Laize* (X^{3b}).

Dans le présent chapitre, je me propose de compléter ce qui a été dit dans les chapitres II et IX au sujet de ce Briovérien supérieur, apparemment le plus développé des niveaux du Briovérien, 1° en indiquant ses caractères lithologiques à l'aide d'observations faites au nord et au sud de la zone bocaine; 2° en décrivant une coupe de Granville à Avranches; 3° en mentionnant quelques remarques sur les affleurements d'Avranches à Alençon.

§ 2. — CARACTÈRES LITHOLOGIQUES DE PART ET D'AUTRE DE LA ZONE BOCAINE

A première vue l'épaisseur du Briovérien supérieur paraît considérable. Peut-être est-elle plus apparente que réelle, mais pour en décider l'observation directe ne donne rien. Les phyllades, schistes et grès verticaux se succèdent interminablement avec de faibles variations de pendage, sur plusieurs kilomètres : parfois un pli en genou en rompt la régularité, et quelquefois, mais combien rarement, apparaissent des charnières anticlinales ou synclinales. Le chapitre consacré à l'étude de la Laize a montré ce qu'il en est.

Une coupe détaillée comme celle de la Laize ne peut être malheureusement effectuée souvent et elle représente un long travail; j'ai donc voulu trouver des caractères plus immédiats, suivant les méthodes traditionnelles, et rechercher des bancs pouvant servir de repère.

Il existe quelques faciès lithologiques caractéristiques constituant des unités stratigraphiques : unités à bancs de grès massifs, unité des grès calcareux, unités des schistes et grès en petits lits alternants, unités à schistes zonés, unités à micropoudingue.

1. UNITÉS À BANCS DE GRÈS MASSIF.

Il existe des grès en bancs épais de plusieurs mètres, séparés parfois par de minces niveaux schisteux formant des ensembles d'une puissance moyenne de 100 à 150 mètres (200 mètres entre Pontfarcy et Tessy-sur-Vire).

Dans la vallée de la Laize se trouve une série gréseuse de ce type près du lieu dit Rochers, non loin de la discordance dite de « Rocreux ».

Les bancs de grès massifs se rencontrent surtout dans la vallée de l'Orne au sud de la station de chemin de fer de Mutrécy, au Val d'Olivet, et encore plus au sud, près de la Chambre-Rourelle,

sous le lambeau de poudingue cambrien discordant sur l'X. Ils affleurent aussi au sud de Pont-d'Ouilly et aux Isles-Bardel. Il en existe encore bien d'autres affleurements, mais leur énumération n'apporte aucune lumière, actuellement, sur la stratigraphie du Briovérien.

2. UNITÉ DU GRÈS CALCAREUX.

Tout autre est le cas du grès calcareux qui forme, comme je le montrerai, un horizon repère. Ce grès faiblement calcareux constitue un faciès particulier des bancs de grès massif, mais toutes les unités de grès massif ne contiennent pas obligatoirement ce grès calcareux.

On pourrait se demander, comme je n'ai pas manqué de le faire, si la calcite ne proviendrait pas *per descensum* de la couverture des terrains secondaires. En réponse à cette objection, il convient de noter que la teneur en calcite est constante dans toute la hauteur de l'affleurement, que ce soit à 1,50 mètre au-dessous des calcaires liasiques [1] ou au niveau de la vallée, soit à plus de 40 mètres de distance.

Voici l'analyse pétrographique que M. L. Berthois a bien voulu faire d'un échantillon de ce grès calcaire à ciment siliceux, d'un type de teneur moyenne en calcite, provenant d'un banc de 25 mètres d'épaisseur, gris bleuâtre (couleur habituelle de cet horizon), situé dans la carrière du lieu dit la Vallée (de la vallée de la Laize).

Analyse de la lame n° 34 (d'après M. L. Berthois) :

Éléments composants :

Roches :

Microquartzite en grains roulés ou seulement émoussés.

Phtanite partiellement recristallisé ou en fragments noirs, opaques, veinés de silice secondaire transparente.

Roche volcanique, pâte siliceuse très fine contenant des microlites feldspathiques très aplatis suivant g^1, série oligoclase-andésine; ces microlites peuvent être orientés parallèlement ou avoir tendance à s'enchevêtrer. Probablement un trachyte ?

Structure microlitique certaine.

Minéraux :

Quartz en grains roulés, ou émoussés, ou anguleux :

Extinctions roulantes assez fréquentes;

Les grains ont parfois été brisés et sont cimentés par du quartz secondaire;

Quartz en très petits grains dans le ciment;

Bourgeons de *myrmékite* d'origine détritique.

Biotite décolorée, partiellement chloritisée, les lamelles sont tordues.

Muscovite assez abondante.

Feldspaths très abondants, ils appartiennent le plus communément à la série acide albite-oligoclase, et sont maclés albite. On rencontre parfois des sections maclées albite Carlsbad et elles approchent alors de l'andésine.

Zircon peu abondant, en cristaux non usés.

Calcite abondante dans le ciment avec macles et clivages caractéristiques.

Conclusion :

Microbrèche à ciment calcaréo-siliceux.

---

[1] 1,50 mètre est l'épaisseur d'altération maxima des grès calcareux en bancs massifs qui peuvent même émerger dans le relief, formant des écueils au milieu des calcaires secondaires.

Ces grès déjà signalés (L. Dangeard, et M. Graindor, 1949) forment, suivant mes observations, un même niveau stratigraphique au nord de la zone bocaine. Ils affleurent dans les localités suivantes : vallée de la Laize, vallée de l'Orne, Cahagnes, Torigny-sur-Vire, et Tessy-sur-Vire.

Dans la vallée de la Laize, ce grès affleure deux fois : au lieu dit la Vallée, et à l'est du Pont de Fresney-le-Puceux.

Dans la vallée de l'Orne, deux fois également sur la rive gauche, au sud de la station de Mutrécy.

Ces quatre affleurements appartiennent incontestablement à un même niveau, la répétition dans la vallée de la Laize et celle de l'Orne étant tectonique.

A Cahagnes, j'ai observé ce niveau à 100 mètres environ au sud de l'église, lors de la reconstruction de ce village.

A Torigny-sur-Vire, le grès calcareux a été trouvé lors du forage d'un puits effectué par les Établissements de la Laiterie Paillaud (rue Basse) à un emplacement indiqué par un sourcier : le forage était descendu à plus de 100 mètres sans fournir d'eau lorsque les géologues furent sollicités pour examiner la situation. Les carottes de sondage ont donné les résultats suivants : d'abord des schistes et grès analogues à ceux qui affleurent au NNE de ce sondage; ils furent traversés sur 25 mètres (le pendage étant de 60°, cela représente une épaisseur de 12,50 m). Puis le sondage a traversé un grès à filonnets de calcite devenant fortement calcareux entre 50 et 52 mètres de profondeur. Le sondage est descendu à 85 mètres où, selon l'expression des foreurs, il a rencontré « du mou », vraisemblablement une faille; et l'on a poursuivi le sondage, la venue d'eau étant alors très faible, dans le même grès... On a donc traversé un banc de grès d'au moins 30 mètres d'épaisseur absolue, sans trouver d'eau; mais cela a permis de retrouver ce grès calcareux avec de nombreux filonnets de calcite remaniant celle que la roche contenait initialement.

3. UNITÉS À SCHISTES ET GRÈS.

Les schistes et grès à petits lits alternants sont généralement situés au voisinage des bancs massifs de grès, ainsi près de Pont-d'Ouilly, vers Mesnil-Villement ou à Cropton, près de la Chambre-Rourelle. Ce faciès se rencontre également dans la vallée de la Laize, ainsi qu'à Granville, près de la tillite, à la pointe du Roc.

Dans ce faciès les charnières sont assez nombreuses. Elles sont bien visibles dans les localités signalées, et en particulier dans la tranchée de l'ancienne voie ferrée au Mesnil-Villement.

Mais pour le moment, ce faciès ne constitue pas une indication stratigraphique.

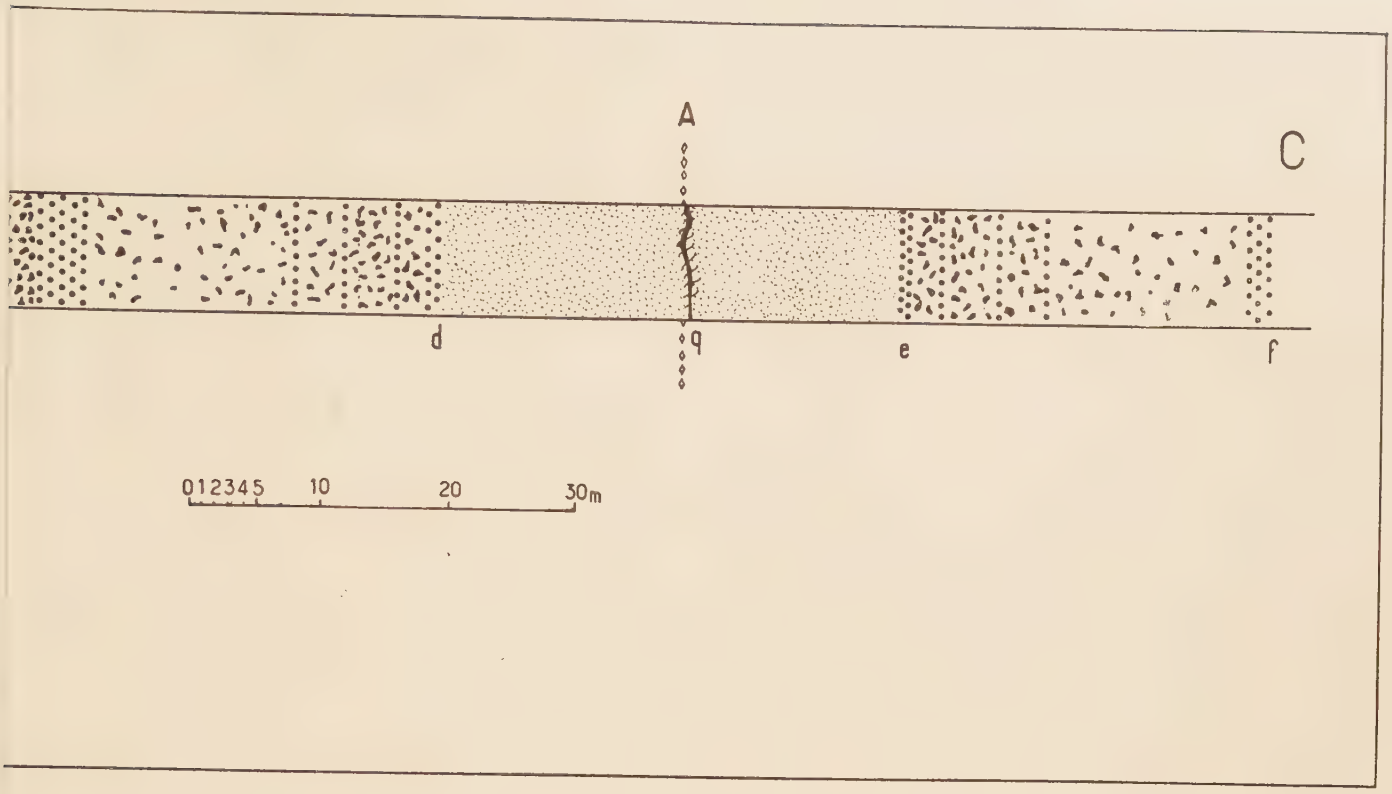
4. UNITÉS À SCHISTES ZONÉS.

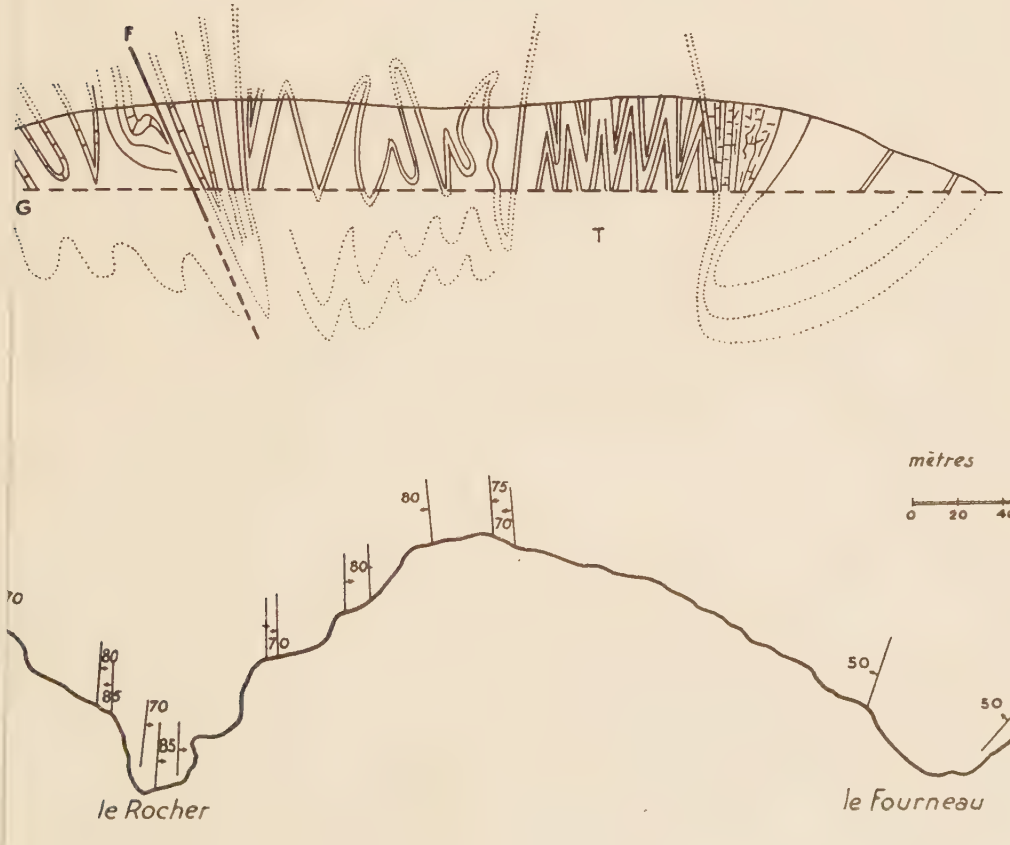
Ceux-ci ne donnent guère d'affleurements caractéristiques dans la vallée de l'Orne; par contre à l'ouest de Vassy et dans la vallée de Pontécoulant on les voit bien : ce sont des schistes zonés comparables à ceux que l'on verra à Saint-Pair-sur-Mer (cf. ci-dessous, § 4).

5. UNITÉS À MICROPOUDINGUE.

Ce micropoudingue est formé d'éléments pisolithiques ou miliaires. On en trouve d'assez nombreux affleurements au sud-ouest de Caen. Lecornu (1886) en avait signalé à Verson; je l'ai retrouvé près de Gavrus sur la rive gauche de l'Odon. Il se voit aussi à Tourville-sur-Odon, à Vieux et à Bully. Au sud de la zone bocaine, il existe à Fourneaux-le-Val.

7. — *Coupe à Granville*





— *Coupe à Saint-Pair-sur-Mer*

Ce micropoudingue est interstratifié dans le complexe du Briovérien supérieur : il est analogue au poudingue que j'ai appelé « *poudingue d'Averton* » (Graindor, 1950).

La composition de ces poudingues varie. On y distingue deux termes extrêmes, l'un plus lessivé et à nombreux petits galets forme un véritable poudingue (Granville, Fourneaux-le-Val, Gavrus, Bully); l'autre est moins homogène et sableux, les éléments qu'il contient sont identiques à ceux que contenait le poudingue précédent, mais ils sont moins bien classés (Vieux, Tournay-sur-Odon), ils passent d'ailleurs à des faciès schisto-gréseux grossiers. En outre, il existe un micro-poudingue métamorphisé par le granite d'Athis à Berjou, au nord des Cours.

Parmi les éléments contenus dans ce faciès, on trouve : des phtanites, plus abondamment surtout dans le faciès poudingiforme; du quartz, des éléments détritiques granitiques; des quartzites et des grès; et dans les faciès schisto-gréseux, surtout, du mica et des feldspaths détritiques.

L'ensemble de la sédimentation du Briovérien supérieur, avec ses divers micro-poudingues, ses faciès bréchiques ou rubanés, ses alternances de schistes et grès, ses phènomènes de slumping et de lentilles schisteuses dans les grès, évoque les *caractères des bassins de subsidence* décrits par Kuenen et Migliorini (1950).

§ 3. — COUPE À GRANVILLE

La région de Granville a été depuis longtemps l'objet de la sollicitude des chercheurs. En effet l'existence d'une coupe particulièrement propice aux investigations — ce dont nous ne sommes guère favorisés — ne pouvait manquer d'attirer l'attention des géologues. Aussi existe-t-il des notes fort importantes sur la géologie du Briovérien de Granville.

Parmi les études antérieures, trois dominent particulièrement : celles d'E. Hébert (1886), de Ch. Barrois (1885) et, plus récemment, de G. Mathieu (1943). Ces deux derniers auteurs ont surtout étudié la formation désignée sous le nom de « poudingue de Granville »; mais Hébert avait cherché, en élargissant le champ de ses recherches, à faire une étude plus générale de la coupe de Granville, et il avait étendu ses observations non seulement aux formations qui accompagnent le « poudingue de Granville », spécialement entre Granville et Saint-Pair-sur-Mer, mais encore il avait esquissé une étude jusqu'à Avranches. Cette étude méritait d'être reprise après trois quarts de siècle.

On sait qu'en 1950 le « poudingue de Granville » a fait l'objet d'une importante note pour signaler que cette formation présentait des caractères tels qu'on devait la considérer véritablement comme une tillite (E. Wegmann, L. Dangeard et M. Graindor, 1950). L'étude de cette tillite ayant été faite au chapitre IX de ce mémoire, je ne traiterai ici que de la stratigraphie de la région de Granville sans reprendre le problème de la tillite. La coupe débute au nord à Bréville, dans l'arrière-falaise, et s'étend jusqu'à la jetée de l'entrée du port de Granville au sud. La formation dite « poudingue de Granville » affleure au sud de la descente des Blancs-Arbres, à Donville, et se retrouve à la pointe du Roc, à Granville. Elle se répète par pli.

A. Stratigraphie de Donville au casino de Granville

1. X^{3b}.

Au nord de la région étudiée, depuis Bréville jusqu'à la plage de Donville, on trouve surtout des bancs de grès et des schistes. Les grès sont parfois en gros bancs, ou bien alternent en bancs plus minces avec des schistes (Étage de la Laize).

Ces grès se retrouvent au sud de Granville, à la pointe de la Roche-Gautier, jusqu'à la pointe du Rocher environ.

Il y a en quelque sorte, de part et d'autre de la formation à laquelle appartient le poudingue de Granville, une certaine symétrie, avec des types lithologiques comparables à ceux de la vallée de la Laize.

Pour simplifier, je désignerai les unités stratigraphiques précédemment signalées de la façon suivante :

— au nord de Donville : *grès et schistes de Bréville,*
— au sud de Granville : *grès et schistes de la Roche-Gautier.*

2. POUDINGUE DE GRANVILLE.

Le « poudingue de Granville » est un ensemble complexe comme je l'ai signalé (Graindor, 1950, p. 115); j'y ai alors décrit une formation fluvio-glaciaire et deux poudingues : « en plus de ces couches d'allure fluvio-glaciaire, il y a deux véritables poudingues dont le faciès est assez différent : l'un se présente avec une gangue noire à grain fin, parfois injectée de calcite; l'autre a un ciment verdâtre gréseux tout à fait comparable au type « poudingue d'Averton » dans les Coëvrons ».

J'ai, par la suite, considéré que cette distinction n'a qu'une importance relative et qu'il ne s'agit que d'épisodes de la formation de la tillite. Dans l'état actuel de la question, il ne me paraît guère possible de pousser assez loin la reconnaissance de chaque niveau de poudingue par une analyse chronologique et génétique. Chaque niveau de poudingue a une certaine constance qui lui confère sur le plan local une signification stratigraphique à laquelle on devra prêter attention pour une connaissance plus approfondie de l'histoire de la tillite de Granville.

Devant la complexité du problème, due en grande partie à des actions mécaniques qui découpent le Briovérien en vastes blocs prismatiques plus ou moins déplacés les uns par rapport aux autres, et devant la difficulté de voir avec netteté la structure, j'ai estimé qu'une étude minutieuse et détaillée serait peut-être fructueuse. Cette étude a été faite; et, entre la descente des Blancs Arbres à Donville et la plage de Donville, j'ai procédé à des relevés détaillés qui m'ont fourni six coupes perpendiculaires à la direction des couches, ayant des longueurs respectives de 194 mètres, 165 mètres, 145 mètres, 106 mètres, 75 mètres et 48 mètres. En extrapolant, j'ai constitué une coupe générale de 255 mètres (cf. fig. 27).

A titre d'indication, voici ce que donnaient les deux coupes les plus importantes, la première et la deuxième (selon l'ordre indiqué ci-dessus) : ces deux coupes se complètent bien, tout en conservant avec les autres coupes 3, 4, 5 et 6 un certain parallélisme qui met en évidence les parties franchement communes.

Coupe 1, 194 mètres.

	MÈTRES
?	
Poudingue	5
Tillite	4
Grès grossier poudingiforme	6
Grès grossier injecté de quartz	3,5
Schistes	0,2
Schistes avec petits galets	0,3
Schistes	2
Grès	1
Schistes	1
Grès riches en calcite	3
A reporter	26,0

Report	26,0
Schistes et grès se décomposant comme suit :	
Schistes et grès en bancs de même épaisseur ..... 10 m	
Schistes dominants et peu de grès ..... 2 m	
Schistes en bancs de 10 cm et grès en bancs de 30 cm ..... 5 m	
Schistes et grès en bancs inférieurs à 5 cm ..... 2 m	
	19
Grès	3
Schistes	0,5
Grès	2
Schistes et grès	2
Grès	5
Schistes et grès	4
Schistes très disloqués	3
Schistes et grès	5
Schistes et grès disloqués	1,25
Schistes et grès grossiers	7
Grès poudingiforme	4
Schistes et grès	5
Grès poudingiforme	2
Schistes et grès	4
Grès poudingiforme	2
Schistes et grès	2
Schistes à varves	0,5
Grès	0,5
Schistes à varves	0,5
Grès poudingiforme	1
Schistes et grès	1,5
Grès poudingiforme	5
Grès grossier	3
Schistes à varves	0,75
Schistes et grès	4
Poudingue à petits galets	2,25
Tillite, grossière, puis fine	8
?	45
Grès sombre	25
	193,75

Coupe 2, 165 mètres.

	MÈTRES
?	
Poudingue	10
Tillite	25
Poudingue	1
Tillite	6
Poudingue	0,50
Tillite	6
Poudingue	0,50
Tillite	3
Poudingue	0,50
Grès gris noir	50
Poudingue	1,50
Tillite	3
Poudingue	1,25
Grès gris noir	25
?	30
Poudingue	1,60
	164,85

Voici maintenant ce que j'ai obtenu par extrapolation, compte tenu des quatre autres coupes.

Coupe générale, 255 mètres. C-C'.

	MÈTRES
Poudingue	5
Tillite	4
Grès grossier	4
Grès injecté de quartz	2
Schistes, et schistes à galets	1
Grès	1,50
Schistes	0,75
Grès injecté de quartz	3
Schistes et grès	19,25
Grès	3
Schistes	0,75
Grès	1,75
Schistes et grès	2
Grès	5
Schistes et grès	3
Schistes broyés	2,50
Schistes et grès	4,50
Schistes broyés	2
Schistes et grès	7,50
Grès	3,50
Schistes et grès	5
Grès	2
Schistes et grès	4
Grès	2
Schistes et grès	6
Grès	5
Schistes et grès	1
Grès	2
Schistes	4,25
Schistes à galets	0,75
Grès	2,50
Poudingue	0,25
Tillite	4,25
Poudingue	0,50
Tillite	3,50
Poudingue	5
Tillite	22,50
Poudingue	0,50
Tillite	5
Poudingue	0,50
Tillite	5,50
Poudingue	0,50
Tillite	2,50
Poudingue	1,50
Grès	51
Poudingue	1
Tillite	3,50
Poudingue	0,50
Tillite	5,50
Poudingue	0,50
Tillite	5
Poudingue	0,50
Tillite	22
Poudingue	3
	255,00

De ces coupes, on peut conclure à la succession stratigraphique suivante, de bas en haut :

1. *Les grès gris sombre,*
2. *La tillite et les poudingues associés,*
3. *Les schistes et grès en petits bancs.*

On ne peut évaluer qu'approximativement l'épaisseur de ces niveaux, du fait du laminage tectonique qui étire plus ou moins intensément les roches; d'autre part, nous ne connaissons que partiellement le premier niveau des grès sombres, pincé en anticlinal.

Dans les coupes effectuées, l'épaisseur des trois formations est respectivement : 25 mètres, 50 mètres et 45 mètres. Ces mesures ont été possibles parce que j'y ai reconnu la présence de deux axes de plis, l'un anticlinal dans les grès gris sombre, l'autre synclinal dans les schistes et grès. J'ai mis à profit les diverses données utilisables du « top » et du « bottom », ainsi que des indications d'ordre tectonique, telles que la forte injection de la roche par le quartz en filonnet ou en échelle, la dislocation et le broyage de certains bancs. Les deux axes figurent sur la coupe, l'un synclinal dans la série schisto-gréseuse, *b-c* sur la figure; l'autre anticlinal dans les grès sombres, *d-e*.

Dans l'établissement de cette coupe générale où, par extrapolation, il m'a été possible de combler les lacunes des coupes partielles les unes par les autres, je concède qu'il pourrait demeurer encore une certaine incertitude et c'est pourquoi j'estime que ce résultat ne peut être présenté comme définitif qu'en fonction d'autres certitudes dont on pourra apprécier le bien-fondé après l'étude de deux affleurements importants : celui de la pointe du Lude, près du casino de Granville, et celui du cap Lihou, depuis la pointe du Roc jusqu'à l'embouchure du Bosq.

3. SCHISTES À VARVES LACUSTRES.

Avant de passer à l'étude des affleurements susdits, je signalerai sous le cimetière de Granville l'existence d'une lentille importante de schistes gris clair, très onctueux au toucher et dont l'aspect évoque de façon marquée les argiles lacustres, comme celles des dépôts interglaciaires de la région d'Eybens (environs de Grenoble) avec leurs varves.

Je n'ai pas signalé ces schistes très fins dans les coupes précédentes, car je ne les ai rencontrés dans aucune des six coupes que j'avais sélectionnées comme étant situées dans des emplacements propices à de bonnes coupes, alors que ces schistes sont placés dans des rochers où des mesures précises sont difficiles à réaliser; d'autre part leur direction de couches présente une anomalie, elle est transversale par rapport à toutes les autres couches. Je n'ai pu saisir le lien stratigraphique de ces schistes avec l'ensemble : je ne crois pas qu'il s'agisse de « cross-folds » mais d'une lentille de schistes intercalés dans le complexe.

Comme les argiles d'Eybens auxquelles je viens de me référer, ces schistes présentent l'alternance des couches sombres et des couches claires — mais on est loin d'avoir l'aspect rubané des autres schistes « varvés », et ceci mérite une mention spéciale : Carruthers (1953, p. 7, fig. 2), comme je l'ai rappelé, a mis en évidence en effet ce trait fondamental qui, selon lui, distingue les argiles lacustres des formations de drift. Si nous sommes bien dans un complexe glaciaire, il faut admettre que ces sédiments schisteux et varvés se réfèrent à l'un des deux types possibles : soit des varves lacustres, soit un dépôt de « drift ».

Ici précisément, le manque de netteté de la sédimentation ainsi que la constance de finesse du grain militent en faveur d'une interprétation lacustre, tandis que le « drift » se traduirait par des schistes varvés à feuillets plus ou moins minces, mais bien délimités et à grain de finesse variable suivant les feuillets.

4. CALCAIRE ET GRÈS DÉCALCIFIÉS.

Près du casino de Granville, à la pointe du Lude, on retrouve des bandes de tillite et poudingue associés. Et à une trentaine de mètres du pied de la falaise, l'on voit une bande très calcareuse d'une dizaine de mètres d'épaisseur; j'ai décrit cette dernière roche sous le nom de « *calcaire de Granville* ». (GRAINDOR, 1952.) La description que j'ai donnée dans cette note brève laisse quelques imprécisions du fait d'un *erratum* (2e ligne, p. 40 : la direction doit être SE-NW et non pas NW-SE).

Si donc on fait la coupe à partir de 50 mètres environ au nord-ouest de la pointe du Roc en direction de la terre (direction NW-SE), on rencontre successivement des bandes de grès grossier, de tillite, de poudingue, puis la roche calcareuse : d'abord une roche sombre très fine, très douce au toucher, faisant fortement effervescence à l'acide, ayant en lame mince l'aspect d'un véritable calcaire tantôt grumeleux, tantôt à pâte fine légèrement gréseuse [1], puis un grès sombre, calcareux et grossier. Le calcaire et le dernier banc de poudingue sont en contact stratigraphique normal, les galets ravinent le calcaire en s'y enfonçant de 1 ou 2 centimètres.

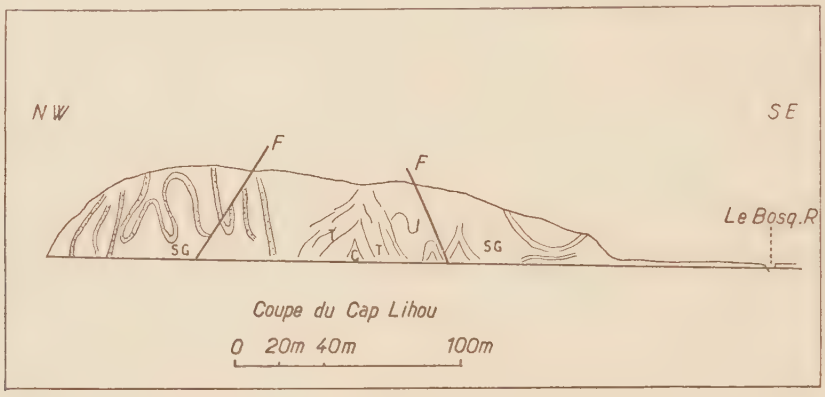


FIG. 29. — *Coupe du Cap Lihou (Granville)*
[SG : schistes et grès ; T : tillite ; C : calcaire]

Dans la tillite, donc à un niveau plus élevé, on trouve des galets de calcaire, rares il est vrai, mais qui indiquent et confirment que les poudingues et la tillite sont postérieurs et reposent bien sur le calcaire. Ce calcaire lui-même repose sur un grès calcareux plus grossier. Il convient enfin de signaler que le calcaire passe à un grès très fin dépourvu de calcaire (voir chap. IX).

Je considère pour cette raison que les grès sombres de la coupe entre Donville et Granville qui ont l'apparence de roches ayant été originellement calcaires, appartiennent au même niveau que les roches calcareuses noires dites « calcaire de Granville ».

B. STRATIGRAPHIE DU CAP LIHOU

Au cap Lihou, une bonne coupe depuis la pointe du Roc jusqu'à l'embouchure du Bosq donne la succession suivante :

Tillite (à 100 mètres à l'ouest de la falaise);
Poudingue;

---

[1] Le nom de *calcaire* donné à cette roche est exact, tant par suite de l'examen au microscope, qu'à cause de l'analyse chimique qui a donné un pourcentage suffisant de calcaire, mais l'élément dominant est la silice. L'analyse chimique est due à l'obligeance de Y. JULLIAN (laboratoires des pétroles P.L.M.) : elle a révélé 10 à 12 % de carbonate. « La silice est l'élément largement dominant sous forme d'un résidu qualifié de « chert » dans la littérature des insolubles et composé d'un agrégat de quartz très fin dans lequel existent quelques cristaux de pyrite ». (Lettre de Y. JULLIAN du 26 janvier 1953.)

Schistes et grès;
Tillite;
Roche calcareuse, dite calcaire;
Tillite;
Schistes et grès;
Tillite;
Grès gris sombre;
Tillite;
Grès et schistes.

Sans doute l'aspect chaotique de ce cap où l'érosion différentielle découpe des arêtes élevées surplombant les criques et les cheminées, rend-il difficile un levé de terrain détaillé et rigoureux à l'aide des moyens ordinaires dont dispose un chercheur isolé; cependant l'approximation est suffisante pour reconnaître la similitude avec la coupe générale de Granville. De plus, au cap Lihou, la lecture dans la falaise des divers caractères tectoniques permet de trouver une sorte de compensation car la coupe de cette falaise est perpendiculaire à la direction générale des plis.

Nous retrouvons le calcaire dans la petite crique au centre du cap Lihou dans une zone franchement anticlinale; en vain j'ai cherché à suivre la montée du calcaire dans la falaise : le calcaire est pincé entre deux formations du complexe de la tillite qui sont poussées l'une vers l'autre par-dessus le calcaire : tout semble confirmer que c'est un même niveau qui, par plissements, se répète de part et d'autre du calcaire.

L'étude du cap Lihou est l'occasion de fort intéressantes observations tectoniques, comme il y a été fait allusion. Pour jalonner de repères cette étude, en l'absence de noms géographiques précis, je désignerai les quatre pointes et les trois criques qui les séparent, du nord-ouest au sud-est, respectivement : P1, P2, P3, P4 et C1, C2, C3.

Au nord de P1, à 100 mètres de la falaise, on trouve la tillite avec des poudingues; au-delà, vers la bouée fixe, ce sont des schistes et grès dans lesquels se voit un banc de grès fortement tectonisé et injecté de quartz, ce qui donne à penser qu'il existe une charnière ou un accident tectonique : ceci explique qu'après la série de la tillite on ne retrouve pas, comme on pourrait s'y attendre, la série des grès sombres, mais la série supérieure à la tillite. Cette série des schistes et grès supérieurs à la tillite s'étend du nord-ouest de la Fourchie jusqu'à P3. Là réapparaît la tillite avec les poudingues.

En C2 se trouve un affleurement très mince de calcaire noir qui mérite de retenir l'attention, non seulement par son faciès lithologique qui le montre identique au calcaire du casino de Granville et l'intègre à la série inférieure à la tillite, mais encore parce que ce calcaire qui formait la crique C2 a été rongé par la mer, qu'il ne monte pas dans la falaise mais apparaît recouvert par la tillite. A l'explication de l'érosion qui a enlevé presque tout ce calcaire que, de plus, l'ensablement de la crique a fait disparaître en 1952 — mes observations et photographies datent de 1950-1951 — on pourrait objecter que ce calcaire n'est peut-être qu'un bloc tombé dans la tillite : ceci ne changerait rien aux conclusions : ce calcaire, antérieur à la tillite, est raviné par un poudingue de la tillite (pointe du Lude) et s'apparente aux grès sombres décalcifiés inférieurs à la tillite.

Après la tillite qui s'étend jusqu'à la crique C3, on retrouve la série des schistes et grès jusqu'au nord de la rivière du Bosq. Là, un intéressant phénomène tectonique mérite d'être noté : la pointe P4 montre un fond de synclinal aplati. Ceci est inusité dans le Briovérien où la tendance est aux plis très pincés. La schistosité devient alors transversale par rapport aux couches et montre un plan axial orienté N 40° mais déversé avec un pendage de 70° vers le nord (ce déversement est celui qu'on observe aussi de Donville au cap Lihou). Il semble que le fond du synclinal ait été cisaillé et ait subi une translation que montre une faille subhorizontale. Longtemps j'ai cherché s'il n'existait pas une discordance stratigraphique au voisinage, mais sans la trouver. Le phénomène s'interprète, peut-être, en fonction de la tectonique générale de la région.

Si l'on se reporte à la carte géologique, on constate la présence d'un filon de quartz qui suit très exactement la direction générale du Précambrien, sauf dans sa partie sud.

La torsion de ce filon de quartz est une interprétation de A. Bigot qui ne correspond pas aux observations consignées par Ch. Barrois sur la feuille Granville : en effet ce filon que Hébert a suivi de Donville à la gare de Granville, aboutit au « débarcadère » de Granville comme l'indique explicitement Ch. Barrois. C'est près de cet endroit que, en 1951, une entreprise travaillant à la reconstruction de Granville exploitait, dans une carrière au nord de la cale sèche, un quartzite bleu noir très injecté de filonnets de quartz.

Il est probable que A. Bigot a pensé raccorder le filon de Donville aux filons de quartz de la Roche Gautier où l'un de ces filons atteint une épaisseur de 60 centimètres. L'interprétation des anciens auteurs paraît mieux correspondre aux faits : le filon de quartz de Granville est interstratifié tout au long, du port de Granville aux environs de Donville.

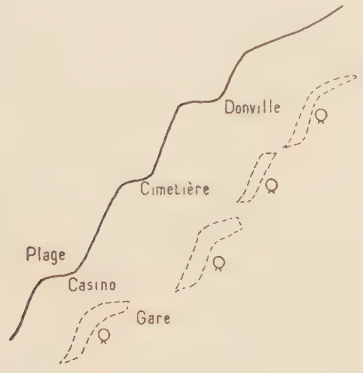


Fig. 30. — *Carte schématique montrant le tronçonnement du filon de quartz de Granville*

Ce filon de quartz qui suit le sens des couches rappelle beaucoup une observation d'E. Hébert sur la Lande des Vardes (cf. chap. IV). Hébert décrit en effet un filon de quartz exploité dans les carrières de Courcy et qui était en grande partie blanc « *comme le gros filon connu de Granville* » (1886, p. 718), et, poursuit-il, «la structure du filon est zonée verticalement». J'ai dit à propos de ce filon de la Lande des Vardes qu'il s'agit d'un remaniement de la silice.

Pour en revenir au filon de quartz de Granville, il affleure dans un anticlinal, comme le suggère un certain nombre de faits :

1° Une certaine symétrie des niveaux de part et d'autre du cap Lihou dont le filon occupe à peu près le centre, les roches les plus anciennes étant aussi au centre;

2° Dans la falaise de Granville, la présence de petits plis mineurs en genou indiquant la position vraisemblable de l'anticlinal suivant l'axe du cap Lihou.

L'interstratification de ce filon de quartz apparaît aussi à l'examen des photos aériennes [1] où l'on voit le filon subir la même faille de décrochement que subit tout le Briovérien de Granville. J'avais en effet signalé l'existence d'une faille « qui déplace le môle par rapport à la côte du cimetière » (Graindor, 1950). La photo aérienne indique plus qu'une faille, une série de quatre failles au moins, produisant des compartiments sensiblement égaux ayant des bords parallèles. Ces failles visibles sur le terrain ont une direction approximative N 110° qui est la direction générale hercynienne en Normandie.

Ceci tendrait à prouver que le filon en question est probablement syntectonique des plissements cadomiens, en tout cas antérieur au Cambrien; ici comme à la Lande des Vardes, le quartz serait dû au remaniement *in situ* de la silice par action tectonique.

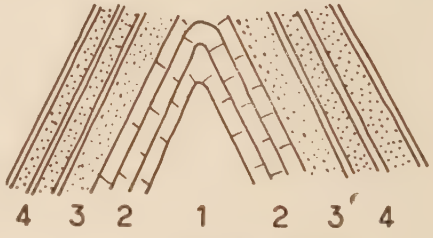


Fig. 31. — *Anticlinal de Granville*
[1 : quartz ; 2 : calcaire ; 3 : tillite et poudingue ; 4 : schistes et grès]

On peut donc conclure qu'*il existe à Granville un anticlinal cadomien* schématisé par la figure 31.

---

[1] Photo aérienne du service de l'I.G.N. : Granville-Falaise, campagne 1949, photo n° 288.

§ 4. — COUPE À SAINT-PAIR-SUR-MER

De l'extrémité sud de la jetée qui protège à l'ouest le port de Granville jusqu'à la pointe de la Roche Gautier, les affleurements disparaissent, masqués soit, sur la côte, par les immeubles, soit, sur le platier, par les sables et la vase.

Aussi n'ai-je pu effectuer que quelques relevés discontinus; ils permettent néanmoins de constater que nous sommes toujours en présence de roches apparentées aux précédentes.

Il faut atteindre la Roche-Gautier pour retrouver une coupe bien dégagée dans la falaise.

La tillite de Granville a disparu et ne se rencontre plus une seule fois jusqu'à Avranches.

Voici, depuis le port de Granville jusqu'à Saint-Pair, une vue d'ensemble de la répartition des roches (cf. fig. 28).

La pointe de la Roche-Gautier et le lieudit du même nom sont constitués par une zone de grès quartzites et de phyllades gréseux et fins : les roches gréseuses y dominent et donnent des bancs assez épais.

Puis, à la Horie, on rencontre une série schisteuse au milieu de laquelle se présente un faciès ressemblant au faciès lacustre décrit sous le cimetière de Granville.

De la Horie au Rocher, on traverse une série de phyllades avec des grès grossiers argileux du type « grauwackes » des anciens auteurs.

Au Rocher réapparaissent des grès analogues à ceux situés au sud de la Roche-Gautier, puis une succession de schistes varvés, plissés en de très nombreux petits plis serrés.

Plus au sud, on a de nouveau des grès, mais très bouleversés. Enfin, au lieudit le Fourneau, se trouvent des schistes presque ardoisiers.

Cette description montre donc deux séries où dominent les grès, séparées par deux séries où les schistes fins occupent la place principale.

Du point de vue tectonique, on constate dans cette coupe de Saint-Pair l'existence de quatre petits synclinaux dont les deux médians sont les plus importants.

Le premier se voit à la pointe de la Roche-Gautier; le second a son axe au sud de la Horie, il est compris entre deux failles : l'une au sud de la pointe Gautier au contact d'un gros banc de grès; l'autre au sud de la pointe du Rocher; entre ces deux failles, le synclinal en question, assez profond, où se développent des bancs de grès et de schistes; ce synclinal, déversé vers le nord, est dissymétrique, ce qui ne donne pas les mêmes niveaux à l'affleurement de part et d'autre de son axe.

Le troisième synclinal, très pincé, n'a de bien développé que son flanc sud où apparaissent des schistes varvés plissés en de nombreux petits plis aigus : on retrouvera des schistes semblables, plissés identiquement, dans la bordure ouest du massif de Carolles.

Enfin le dernier synclinal, moins important, au nord du Fourneau, où se développent des schistes presque noirs et ardoisiers déjà signalés, me paraît amorcer une montée anticlinale.

L'aspect de la coupe obtenue suggère pour l'ensemble des trois derniers synclinaux l'existence d'une zone cadomienne synclinale plus vaste, tandis que le premier synclinal me semble indiquer une montée vers un anticlinal cadomien situé au nord, ce qui correspondrait assez bien aux conclusions relatives à Granville où il semble que nous nous trouvions dans une zone plus profonde : ceci est confirmé par le fait que les roches qui affleurent à Saint-Pair ne se rencontrent pas en galets dans la tillite.

De façon analogue à ce que j'ai observé dans la Laize, on retrouve ici l'empreinte de la tectonique bretonne dans la disposition de l'ensemble des plis en un synclinal de faible courbure.

Or, on remarquera que l'axe synclinal de la zone bocaine, qui s'achève à l'est de Saint-Pair-sur-Mer, passe par cette coupe.

Les mouvements calédoniens posthumes (ou phase bretonne) ont, une fois encore, peu modifié le socle briovérien.

Cette observation est d'autant plus valable que le Briovérien assez fortement tectonisé de la région Granville-Saint-Pair est situé à l'extrémité occidentale de la zone bocaine d'allure très tranquille.

§ 5. — COUPE À CAROLLES

Le pourtour occidental du massif granitique de Vire-Carolles fournit une intéressante coupe dans les roches de l'auréole métamorphique du granite qui ont mieux résisté à l'érosion marine que les autres roches du Briovérien et forment la pointe de Carolles.

La sédimentation quaternaire masque en partie ce cap dans la ligne de rivage actuel, mais au-delà de la terrasse normannienne, vers l'intérieur des terres, une belle falaise fossile souligne nettement cette proéminence en mer des roches métamorphiques.

La coupe que je décris ici sommairement va de la plage de Carolles au nord, à celle de Saint-Jean-le-Thomas au sud.

Elle est assez monotone : là encore, deux faciès lithologiques dominent, mais métamorphisés par contact :

1° *Des grès en bancs épais,* parfois d'une quinzaine de mètres comme près de l'embouchure du ruisseau du Sard;

2° *Des phyllades schisto-gréseux* formés d'une alternance de lits généralement très fins de schistes et grès.

A ces deux faciès s'ajoute la présence de *grès riches en filonnets de quartz,* surtout vers Saint-Jean-le-Thomas, et qui paraissent devoir s'interpréter par la proximité d'une charnière. Ce type de banc se répète tous les 100 ou 150 mètres, quatre à cinq fois.

Un autre faciès remarquable est celui de *schistes zonés* d'une grande régularité : ce niveau rappelle fort les schistes semblables décrits précédemment à Saint-Pair-sur-Mer. Dans l'un et l'autre cas, la masse argileuse paraît avoir subi avec une grande souplesse une série de plissottements. Ces plis très serrés donnent à ce niveau un caractère tout à fait particulier. Je ne l'ai retrouvé que deux autres fois : à l'est de Saint-Sever-Calvados et au nord de la pointe de Montmanet. A Carolles, toutefois, les plis sont beaucoup moins pincés et prennent l'aspect de drag-folds : je considère en effet que, dans cet horizon schisteux, ces petits plis varvés entre deux bancs massifs de grès formant « competent beds » et où la distance entre une crête et un creux est de l'ordre de 50 centimètres, donnent un bel exemple de drag-folds. Si l'on admet avec Gruner (1941) que les drag-folds se développent dans les charnière principales, on se trouve ici probablement près de la charnière d'un pli majeur. Or l'un des affleurements de drag-folds, celui qui dans la coupe se trouve entre la Lande et Incoville (fig. 32), indique un synclinal.

Un dernier faciès s'observe enfin au pied de la falaise, là où la carte au 1/80.000 mentionne un orme isolé; c'est une *brèche sédimentaire* qui rappelle certaines microbrèches de la vallée de la Laize, mais métamorphisée ici par le granite; les éléments anguleux et esquilleux de quartz y atteignent 2 et 3 millimètres dans leur grande dimension. Les autres éléments, grès ou schistes, sont moins anguleux que les quartz. Quant au métamorphisme de contact, il y a développé du quartz secondaire si bien que, par places, la roche évolue vers un quartzite.

L'interprétation de la coupe au point de vue tectonique est des plus délicates; de nombreuses fractures liées au granite donnent des compartiments dont il est difficile de connaître le rejet.

Cependant, un certain nombre de charnières sont bien visibles, en particulier à l'arrivée du sentier qui descend à flanc de falaise en venant du chemin de Champeaux.

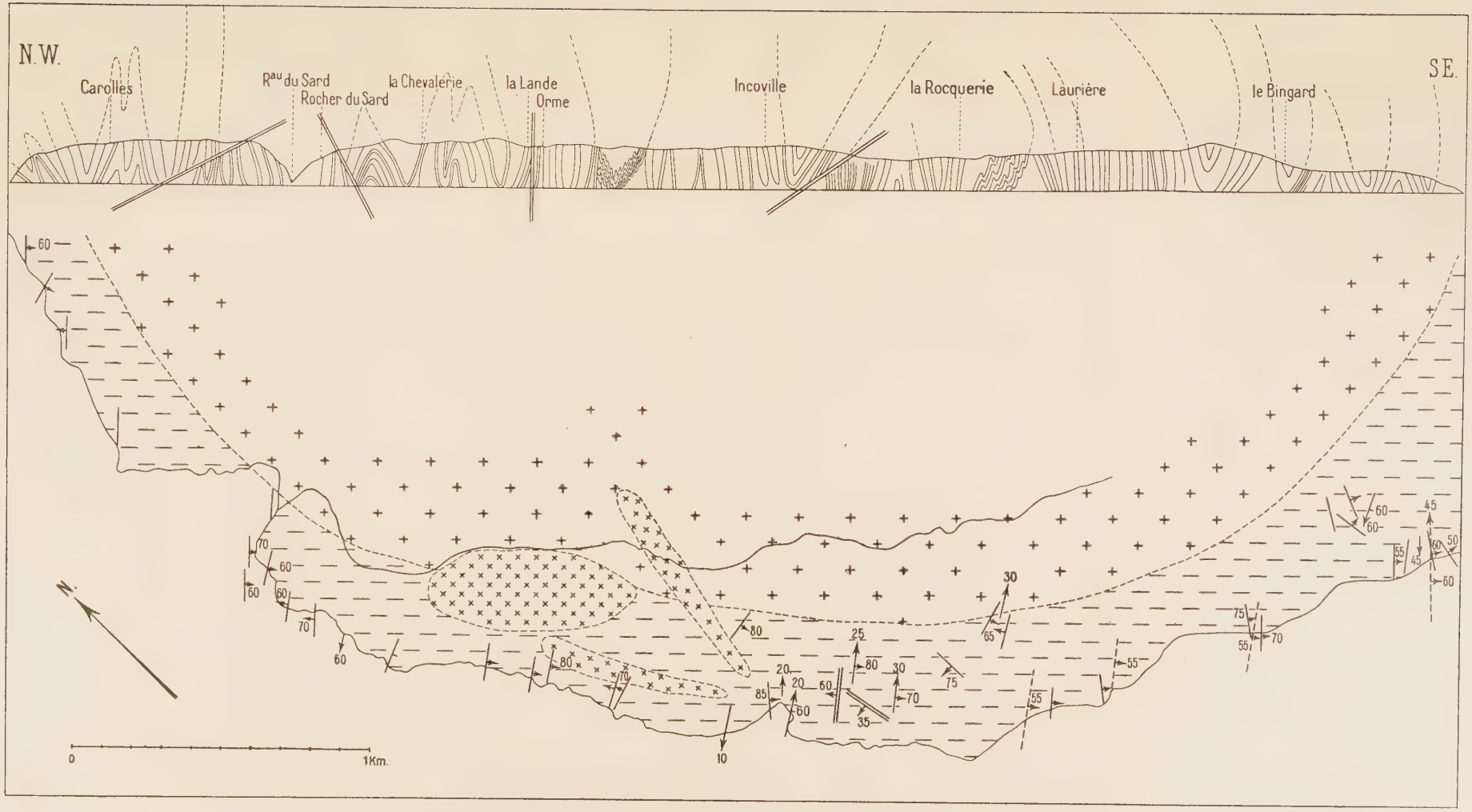


FIG. 32. — *Carolles. Bordure métamorphique du granite*

Près du Bingard — c'est le seul endroit où l'on soit proche du granite avec de bons affleurements — on peut se rendre compte qu'à l'approche du granite les couches subissent un plissottement semblable à celui que N. Martin (1951) a signalé dans le granite de Flamanville. Mais à part ces plissottements au contact, les couches de l'X ne se moulent pas sur le granite, au contraire, celui-ci coupe les couches à l'emporte-pièce : c'est le type d'un granite intrusif en massif circonscrit.

Comme on peut le voir, le contact entre le granite de Carolles et les roches du Briovérien n'offrent pas tout à fait les mêmes caractères que dans le cas du granite d'Athis : il y a bien à Athis des plissottements au contact (par exemple à Berjou), mais les plis du Briovérien se moulent sur le granite, ce qui n'a pas lieu à Carolles.

§ 6. — COUPE DU BEC D'ANDAINE AU GROUIN DU SUD

Au sud de Saint-Jean-le-Thomas, la côte n'offre plus une coupe aussi continue. Les affleurements réapparaissent au Bec d'Andaine et se poursuivent alors jusqu'au Grouin-du-Sud.

Mais avant d'aborder l'étude de la coupe annoncée, je ferai part des quelques observations que j'ai pu faire en dehors de cette coupe.

D'abord dans la commune de Dragey : j'ai pu étudier l'X dans une belle carrière en exploitation à Launay; on y voit en particulier un graded-bedding tout à fait typique. Les affleurements depuis Potrel jusqu'à la Prévotière n'ajoutent guère à ces observations. Près du château de Dragey, le quartz forme des filons injectés parallèlement aux couches et pouvant atteindre 15 centimètres d'épaisseur.

En pénétrant davantage dans l'intérieur des terres, à Bacilly et Marcey, je pensai trouver d'autres informations plus intéressantes. En fait, ni dans les affleurements de la carrière de Cantilly (Bacilly), ni dans ceux du château de Marcey, je n'ai trouvé autre chose que des schistes sans caractères très démonstratifs.

La coupe qui fait l'objet de ce paragraphe commence à la pointe de Montmanet, au sud de Genêts. Une faille importante y est visible à l'est de la pointe grâce à une brèche tectonique considérable. Du reste cette faille se traduit dans la topographie, ce qui permet de la prolonger vraisemblablement jusqu'à la Monerie (Marcey) : son orientation est N 50°.

C'est surtout à partir de la Chaussée de Saint-Léonard-de-Vains jusqu'au Grouin-du-Sud que la coupe offre le plus d'intérêt, tant du point de vue tectonique que du point de vue stratigraphique.

Voici quelques-unes des observations que j'ai pu y faire, dans l'ordre où elles se présentent.

Tout d'abord l'existence sur quelques mètres d'une schistosité verticale et perpendiculaire aux couches subhorizontales; sans doute ce phénomène est-il connu ailleurs, mais il est ici si évident qu'il constitue un bon exemple de la constance du plan de la schistosité : même dans une charnière, ce plan n'est pas modifié. Étant donné la longueur suivant laquelle les couches horizontales, ou presque, sont coupées par le plan vertical, il est permis de penser qu'il s'agit d'une charnière de quelque importance; d'ailleurs le quartz est abondamment injecté dans ces phyllades suivant une direction parallèle aux strates. Cette présence de quartz avec de fortes injections est liée aux zones de charnières de plis; en plus des filonnets qui sillonnent la roche, ce quartz remplit des joints de tension demeurés ouverts;

Fig. 33. — *Saint-Léonard-de-Vains : phénomènes de « slumping »*

ces joints de tension sont transversaux par rapport aux plis et en bien des cas ils se confondent avec les joints d'axes B, perpendiculaires ou à peu près à l'axe des plis. La charnière considérée ici pourrait être une charnière majeure anticlinale. En tout cas il s'agit d'une zone ayant subi une action tectonique plus intense que les roches avoisinantes de la coupe au nord et au sud. A quelques mètres de l'affleurement décrit ici, on trouve des grès boudinés et lardés de quartz, ce qui confirme une action tectonique très marquée.

Poursuivant vers la pointe du Grouin-du-Sud, on remarque à 150 mètres de cette pointe un platier rocheux où l'on peut admirer les plus remarquables phénomènes de flow-cast, courants de boue, et slumping que j'aie observés dans le Briovérien, comme en témoigne la figure.

§ 7. — BRIOVÉRIEN D'AVRANCHES À ALENÇON

1. FEUILLE N° 61 : AVRANCHES.

« La presque totalité de la surface de la feuille est occupée par le Briovérien (phyllades de Saint-Lô) et par des massifs granitiques », comme l'ont fait remarquer A. Bigot et G. Mathieu dans la notice explicative.

Les granites sont entourés d'auréoles de métamorphisme où il est souvent difficile de reconnaître à quel niveau du Briovérien appartenait la roche métamorphisée.

G. Mathieu a indiqué très brièvement dans la légende de la carte sur le Briovérien métamorphique X^{γ}, les divers degrés de ce métamorphisme de contact.

Malgré le métamorphisme, j'ai noté que les caractères de la formation de la roche pendant son dépôt sont restés bien conservés. Non seulement on rencontre des schistes tachetés ou cornés où se reconnaissent nettement les schistes rubanés, mais on trouve même la stratification entrecroisée, davantage encore mise en évidence par l'accentuation des contrastes de couleurs par suite de la transformation de la roche.

Pourtant, dans l'état actuel de ces simples remarques, il ne m'est pas possible, dans la plupart des cas, d'établir une relation entre les roches métamorphiques qui forment les auréoles des massifs granitiques de la région, et les roches des séries non métamorphiques.

Dans ces dernières, j'indiquerai les niveaux de l'X susceptibles d'être rencontrés entre Avranches et Alençon : ceci à titre provisoire, car j'estime que cette étude exigerait un travail plus poussé et que mes investigations sont encore trop sommaires.

Sans doute ai-je parcouru avec soin toute la région située à l'est de la diagonale NW-SE de la feuille Avranches et, dans la mesure où j'ai trouvé des affleurements, ai-je recueilli un certain nombre de documents, suffisants à mon sens pour présenter quelques suggestions, mais ce ne sont, je le précise, que des hypothèses de travail.

Au nord-ouest de la feuille, on a la série du Bec d'Andaine à Saint-Léonard-de-Vains décrite par ailleurs : cette série doit être, à mon avis, rattachée à la période la plus proche de la glaciation pour des raisons de symétrie avec la région de Saint-Pair-sur-Mer et Carolles.

Puis aux Coutils et à l'est du Mont-Saint-Michel, on retrouve encore cette série avec ses schistes argileux gris sombre, passant vers le haut à des bancs à ripple-marks, comme dans la vallée de la Laize.

La bande granitique de Vézins-Chalandrey qui coupe le Briovérien et l'absence d'affleurements dans le non-métamorphique ne m'ont pas permis de reconnaître la série à laquelle appartiennent les roches jusqu'à Saint-Hilaire-du-Harcouët.

Dans le Briovérien métamorphique en bordure méridionale du granite d'Avranches, je signalerai la présence de schistes tachetés où se voit la stratification entrecroisée si bien conservée à laquelle j'ai déjà fait allusion : j'y reviens encore car c'est un cas fort intéressant tant au point de vue de l'étude du métamorphisme que de la sédimentologie : c'est un des plus beaux spécimens de stratification entrecroisée que je connaisse dans l'X.

Près de Saint-Hilaire-du-Harcouët, au moulin de la Vallais, on trouve au contact de l'X métamorphique des grès à peine métamorphiques où il est possible de reconnaître des faciès assez semblables à ceux de la Laize.

A l'est de la carte, à Saint-Georges-de-Rouelle et Saint-Roch-sur-Égrenne se voient des roches particulièrement riches en feldspaths roulés et assez nombreux pour donner un caractère arkosique à ces roches. A Saint-Georges-de-Rouelle, les éléments feldspathiques sont assez gros (1 mm de long). Ces arkoses pourraient être rattachées au Briovérien moyen.

A Saint-Cyr-du-Bailleul, les schistes finement lités, peu touchés par le métamorphisme, évoquent la série du Bec d'Andaine. On peut faire les mêmes observations pour Ferrières.

Au Teilleul, bien que le métamorphisme soit plus poussé, on peut y rencontrer aussi bien les roches feldspathiques de Saint-Georges-de-Rouelle que celles de la série du Bec d'Andaine.

Ces observations doivent être complétées par celles de la feuille d'Alençon plus à l'est.

2. FEUILLE N° 62 : ALENÇON.

L'X appelé Précambrien ou Étage des schistes de Saint-Lô par A. Bigot dans la légende de cette feuille, occupe une assez grande superficie, mais il est très fréquemment métamorphisé soit par le granite, soit par la granulite.

On y retrouve les phyllades bleus et les grès analogues à ceux de la Laize : ceci se voit nettement au sud de Charchigné, sur la route du Ribay, aux Chapelles, à Javron, Madré, Longuenoé. C'est dans cette série que sont situés les schistes ardoisiers de Rouperroux et surtout ceux de Chatemoux. Tout cet ensemble forme un complexe très uniforme évoquant ceux de Caumont-l'Éventé et de Thury-Harcourt.

A Saint-Cyr-en-Pail et à Beaulandais, on a un faciès détritique avec des schistes gréseux contenant un assez fort pourcentage de feldspath et de mica détritiques.

A Radon et à Vingt-Hanaps on a aussi des schistes gréseux à feldspath détritique, mais en faible pourcentage et de petite taille. A Vingt-Hanaps, ces roches sont associées à des grès à faciès détritique qui leur donne une certaine ressemblance avec ce qu'on observe dans le complexe de la Laize.

A Madré et à Villepail, il semble qu'on retrouve les roches rencontrées au nord de Saint-Hilaire-du-Harcouët que j'ai attribuées à la série du Bec d'Andaine.

Ajoutons enfin que, tant à Saint-Georges-de-Rouelle qu'à Barenton et au Teilleul, on trouve des schistes gréseux grossiers associés à des phyllades très fins qui sont presque ardoisiers à la Ganeraie. Par certains aspects, cette association rappelle beaucoup celles que l'on trouve dans le synclinorium décrit dans le Pays du Gautier et qui sont postérieures aux formations à galets. Jusqu'à présent ces dernières sont inconnues sur les feuilles Avranches et Alençon.

Une esquisse cartographique serait prématurée. Néanmoins il semble qu'autour de la région de Couptrain (Beaulandais au nord-ouest, et Saint-Cyr-en-Pail au sud-est) l'existence de faciès détritiques plus grossiers et surtout de roches presque arkosiques donne à penser que l'aire de surélévation signalée par A. Bigot (1904) aurait déjà existé au Briovérien. De part et d'autre de cette zone on aurait presque symétriquement des faciès assez analogues, dont certains se rapportent certainement à l'étage de la Laize.

Remarques sur la tectonique.

Tandis qu'au nord de la ligne Mortain-Domfront-Couptrain, le Briovérien est peu modifié dans sa direction d'ensemble WSW-ENE, au sud de cette ligne la direction de l'X est considérablement changée, comme on peut le voir sur la feuille Avranches, soit par les intrusions granitiques, soit par les mouvements bretons : *les couches s'orientent parallèlement au synclinal silurien de Mortain-Couptrain*, ceci se voit particulièrement bien sur la feuille d'Alençon.

§ 8. — CONCLUSIONS

Le Briovérien supérieur de Basse-Normandie comprend donc deux niveaux stratigraphiques : à la base, celui des tillites et des faciès qui les accompagnent; au-dessus, une série formée de schistes et de grès avec des poudingues à petits éléments et un niveau intéressant, celui des grès calcareux. On y a observé aussi des formations à ripple-marks, croissants de plage, etc. Néanmoins la stratigraphie de cet étage est encore incomplète. Du point de vue tectonique, la schistosité est au plus une schistosité de flux, parfois seulement de fracture, qui correspond donc à un niveau moins profond que le précédent.

CHAPITRE XI

LE BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR DE JERSEY

Les Iles anglo-normandes, inséparables géologiquement et géographiquement de la Normandie, constituent un jalon précieux entre la Normandie et la Bretagne au milieu de l'effondrement de la zone située au nord de la Bretagne et à l'ouest de la Normandie. Les terrains les plus anciens y sont bien représentés et en particulier, à Jersey, le Briovérien.

L'île de Jersey, avec son Briovérien peu transformé par le métamorphisme régional, attirait nécessairement mon attention d'autant plus qu'elle se situe à une vingtaine de kilomètres des côtes de France, dans le prolongement de la direction axiale des synclinaux de terrains paléozoïques (Siouville-Lessay), région totalement dépourvue, en Normandie, d'affleurements du Briovérien; aussi espérais-je que, non seulement la connaissance du Briovérien de Jersey me servirait à établir quelques perspectives d'ensemble sur l'X de Normandie et sur ses relations avec celui de Bretagne, mais surtout que je trouverais peut-être là de précieuses indications sur le comportement du Briovérien situé entre le nord du Cotentin et la région Coutances-Saint-Lô.

Je décidai donc d'incorporer l'étude du Briovérien de Jersey à ce mémoire. Sans doute existait-il déjà de nombreuses et très remarquables études géologiques de cette île, toutefois il semble que les chercheurs n'aient pas été particulièrement séduits par l'apparente monotonie de l'X jersiais, pas plus que ne l'ont été les géologues par celui de Normandie.

ÉLÉMENTS À RETENIR DES OBSERVATIONS ANTÉRIEURES ET COMPLÉMENTS À Y APPORTER

J'ai relevé parmi les observations rapportées dans la littérature sur la géologie de Jersey, trois points qui me paraissent susciter de l'intérêt.

Le premier tente un *parallélisme entre le Briovérien de Jersey et celui du Cotentin* (G. H. Plymen).

Le second attire l'attention sur un faciès tout à fait remarquable et qui, selon mes nombreuses observations, me paraît très limité en extension : *les schistes à sphéroïdes* (A. E. Mourant).

Enfin le troisième point est relatif à *une importante direction* traversant l'île d'est en ouest, liée à une grande faille située dans la partie occidentale de l'île (P. Teilhard de Chardin), et explique certains aspects de la tectonique.

A ces observations, je voudrais ajouter quelques considérations plus générales qui ont essayé de situer le Briovérien de Jersey dans l'ensemble des terrains antécambriens.

BRIOVÉRIEN DE JERSEY

Fig. 34.

G. H. Plymen (1927) étudiant les « schistes et grauwackes » de Jersey a tenté une comparaison avec les roches analogues du continent. A ce propos, il fait remarquer que les « schistes et grauwackes » de Jersey ressemblent davantage aux roches de Granville qu'aux « schistes verts d'aspect satiné » de Saint-Lô. Bien que cette vue d'ensemble soit exacte pour une partie du Briovérien de Jersey, spécialement dans la partie méridionale de l'île, on notera que cette manière de faire procède trop encore des méthodes anciennes et a l'inconvénient d'être insuffisamment précise. Il était nécessaire d'abandonner ces méthodes pour progresser dans la connaissance de l'X de Jersey.

D'ailleurs, il semble que, de certaines observations, l'on n'ait pas tiré tout l'intérêt qu'elles comportaient. C'est ainsi, en particulier, que A. E. Mourant (1936) a décrit dans les schistes briovériens de Meadow Bank des schistes argileux à sphéroïdes, les « clay-balls » : « Une section mince, écrit-il, montre des schistes zonés dont les feuillets ont été froncés et incurvés en un cercle presque complet » et l'auteur pense que ces sphéroïdes doivent être interprétés comme étant des boules d'argile, roulées lorsque le sédiment était encore plastique. J'ai signalé de semblables schistes dans la vallée de la Laize et rappelé leur analogie avec ceux de Meadow Bank.

Cette comparaison est importante parce qu'elle permet de localiser un phénomène dans un niveau bien caractérisé. De plus ce phénomène a une signification climatologique intéressante qui ne se rencontre pas très fréquemment, et surtout il ne se trouve que dans un Briovérien peu atteint par le métamorphisme régional, donc relativement jeune selon toute probabilité.

Mais ces indications étaient encore insuffisantes pour établir un parallélisme. Aussi ai-je estimé nécessaire de pousser plus avant la connaissance de l'X en lui appliquant les méthodes d'étude tectonique utilisées dans le Briovérien du continent.

Pour cela j'ai repris les bonnes coupes que présentent les vallées de l'île ainsi que celles de la falaise fossile de l'ouest dans la baie de Saint-Ouen : j'ai effectué de nombreuses mesures de direction et pendage des couches, de direction et plongement des axes, de direction et pendage de la schistosité, et enfin près de 180 mesures de joints dans tous les affleurements d'X rencontrés tant au nord de l'île que dans sa partie centrale.

G. H. Plymen (1927) a indiqué que le Briovérien a une direction NNE-SSW. C'est une approximation valable. Mais si l'on considère le diagramme de Pincus qui découle des mesures que j'ai effectuées, à l'exclusion de la région nord (Giffard Bay et les Rouaux), on constate que ces directions sont très variables de N-S à E-W, avec maximum pour la direction N-S. Le pendage E, ce qu'a indiqué G. H. Plymen, est nettement dominant avec deux maxima à 70° et 40° E, ou encore NNW-SSE comme à Vicart Mill avec un pendage nord de 40°. La schistosité est-ouest paraît être une schistosité postérieure au plissement cadomien et liée à la faille car elle est observable superposée à la schistosité primitive : cela se voit bien près de Saint-Peter's Church.

Les couches sont redressées dans les anticlinaux où on retrouve les plis serrés habituels au Briovérien. Mais on rencontre un fait tout à fait exceptionnel qui mérite d'être signalé, et ceci au nord et au sud de la grande faille : il s'agit de couches faiblement inclinées, non pas simplement dans une charnière, ce qui n'aurait rien d'exceptionnel, mais sur des distances de plusieurs centaines de mètres. En effet quand on suit la Saint-Peter's Valley on traverse une zone synclinale où les couches ont des pendages de 15° (et même 10°) à 30° : or il ne s'agit point de zone profonde à microplissement où on voit souvent de faibles pendages (Coutances ou Morsalines) mais d'une zone de schistosité de fractures. Cette schistosité est d'ailleurs verticale et coupe les bancs presque perpendiculairement. L'allure de ces assises est vraiment saisissante et évoque bien plus le Cambrien normand que le Briovérien. Mais il s'agit bien du Briovérien car latéralement on passe à une zone de plis plus serrés vers les anticlinaux.

Cette dernière observation amène une remarque que je crois importante : les niveaux supérieurs du Briovérien de Jersey (appartenant à une zone synclinale) ont subi des plissements posté-

rieurs faibles qui les ont peu modifiés et la grande faille de Jersey marque cette action tectonique postérieure ainsi qu'une schistosité surimposée. Le Cambrien qui a pu exister dans la région devait donc être faiblement plissé puisque le Briovérien est demeuré en plis aussi larges, affectés par une seule grande cassure est-ouest [1].

Ces observations suggèrent au moins deux hypothèses l'une sur l'âge relatif du Briovérien jersiais, l'autre sur l'action tectonique postérieure subie par l'X. Le Briovérien de Jersey appartient à un niveau assez jeune (cas des roches de Granville) et, dans la partie médiane, n'a subi qu'une action tectonique de plis très peu serrés. Ce sont ces hypothèses que j'ai cherché à vérifier.

OBSERVATIONS SUR LA NATURE DES ROCHES DU BRIOVÉRIEN DE JERSEY

Comme je l'ai déjà signalé, le Briovérien de Jersey présente des séries qui ressemblent beaucoup à celles de la vallée de la Laize : schistes et phyllades, microbrèches sédimentaires et grès.

Ce Briovérien s'observe bien dans les bons affleurements des vallées qui aboutissent à la baie de Saint-Aubin.

On y trouve un Briovérien non métamorphique : ce sont des schistes tantôt très fins, tantôt plus grossiers, alternant avec des bancs de brèches sédimentaires; parfois aussi on rencontre des bancs de grès. La stratification en lits alternants de schistes et de brèches plus grossières appelées improprement « grauwackes » par de nombreux auteurs, est aussi fréquente ici qu'en Normandie. Les bancs ont de 1 à 5 centimètres, parfois 10 centimètres; les bancs plus épais, de 1 mètre et plus, se voient rarement. Ce mode de sédimentation se rencontre de Fliquet Mill à Priory, ou dans la route qui va de Ville-à-Nouaux à Mont-Cochon. Il s'agit là d'un même niveau stratigraphique comme le confirme le tracé des couches sur la carte (cf. fig. 34), établie d'après les observations de terrain. La répétition par plis permet ainsi de retrouver certains niveaux plus caractéristiques.

C'est ainsi qu'on retrouve plusieurs fois dans Waterworks Valley un schiste dur, en bancs assez épais, non zoné, évoquant l'aspect d'une ancienne vase, et se débitant facilement en prismes aigus et tranchants. C'est d'ailleurs là encore un faciès des vallées de la Laize et de l'Orne. Ce niveau se rencontre près de Millbrook, puis au sud des Waterworks et à l'est du Millbrook Reservoir, et appartient au même type de formation que celui de Meadow Banks qui a donné des clay-balls.

Mais habituellement il est difficile de relier entre eux des affleurements de roches semblables : la similitude pétrographique ne peut être qu'approximative. C'est pourquoi les indications tectoniques paraissent avoir une signification plus décisive comme on le verra.

Toutefois, signalons l'existence de phyllades noirs, assez finement zonés, d'un type qui aurait pu être ardoisier dans une zone de schistosité plus développée. Ces roches se trouvent au nord de la baie de Saint-Ouen, associées à des quartzites, le métamorphisme de contact du granite situé au nord se faisant déjà sentir. Ce sont d'ailleurs des roches de ce complexe que l'on retrouve dans l'anse du Pulec. Les phyllades se retrouvent à Quetivel Mill, dans le synclinal si curieusement tranquille qui sera décrit par la suite.

Comme dans la vallée de la Laize, on observe dans l'X de Jersey la présence de ripple-marks, ce qui augmente encore la ressemblance que j'ai signalée entre le Briovérien de la Laize et celui de Jersey.

---

[1] La même observation peut être faite à l'extrémité occidentale de la zone bocaine faiblement plissée.

Les venues granitiques contemporaines des précédentes à Saint-Brelade et Saint-Ouen/Saint-Mary métamorphisent le Briovérien suivant une auréole qui atteint plus de 500 mètres de large; à Mont-à-la-Brune, à 500 mètres au nord du contact apparent avec le granite de Saint-Brelade, on a des schistes d'un métamorphisme de contact si poussé qu'on en peut déduire que le granite est sous-jacent à faible distance. L'auréole métamorphique du granite du nord (Saint-Ouen/Saint-Mary) est moins développée vers le Val-ès-Roues (nord de la baie de Saint-Ouen). Par contre, entre Saint-Peter's Church et Saint-Peter's House (à partir du contact de la grande faille longitudinale est-ouest), on a des roches métamorphiques et même des apophyses granitiques qui montrent une auréole de métamorphisme plus étendue. Dans ces roches métamorphiques on trouve des quartzites et on peut y reconnaître des schistes zonés.

Tout au nord de l'île se trouvent quelques affleurements de Briovérien : dans la Giffard Bay et à l'est de la pointe de la Belle-Hougue, aux Rouaux.

P. Teilhard de Chardin a donné la coupe suivante dans les falaises qui entourent le Havre de Giffard d'ouest en est, c'est-à-dire de la Crête à Long Echet :

1° Schistes précambriens durcis;
2° Porphyrite presque vitreuse à grands cristaux d'orthose;
3° Rhyolite brune, fluidale, vitreuse, souvent bréchiforme, empâtant des fragments de porphyrite vacuolaire (spilite);
4° Rhyolite semblable, mais contenant de nombreuses formations sphéroïdales alignées ressemblant à des ébauches de pyromérides;
5° Tuf verdâtre empâtant des blocs de porphyrite à grands cristaux et de spilite;
6° Rhyolite rouge, tantôt très fluidale, tantôt bréchiforme, se terminant par des bancs à pyromérides;
7° Conglomérat durci.

A cette coupe, il y a lieu d'ajouter dans la succession des roches décrites précédemment au contact des conglomérats, la présence de schistes métamorphisés et zonés; puis, entre ces schistes et le conglomérat, d'autres schistes zonés contenant des éléments nuculaires disséminés semblables à ceux du conglomérat. Ces roches occupent le fond d'un petit synclinal déversé dont les flancs sud et nord ont respectivement des directions N 50° et N 70°.

Le Briovérien affleure encore aux Rouaux. On y trouve des schistes varvés et des petits bancs alternants de schistes fins et de schistes gréseux, parfois de grès. Ce Briovérien, par ses caractères pétrographiques et sédimentologiques, m'incite à le croire très proche de la tillite et un peu plus ancien que celui qui a été décrit dans le reste de l'île.

OBSERVATIONS TECTONIQUES

Il existe dans les travaux relatifs à la géologie jersiaise peu d'observations d'ordre tectonique sur le Briovérien. C'est pourtant là, me semble-t-il, à cause de la richesse de l'île en affleurements antécambriens, qu'on a le plus de chances d'ébaucher une bonne carte géologique du Briovérien.

Dans Bellozane Valley et Waterworks Valley, le long de New Beaumont Road, au Mont-à-la-Brune, le Briovérien se présente avec ses caractères tectoniques habituels, en plis serrés, avec des couches fortement redressées (pendages compris entre 60° et 90°). Les directions sont très variables. Ceci est lié, comme on le verra, à la variation du plongement des axes des plis. Le diagramme de Pincus fait ressortir cette variation de direction, avec toutefois une direction un peu plus fréquente : la direction nord-sud. C'est entre N S et N 20° que s'orientent surtout les couches. G. H. Plymen

(1927) indique comme direction dominante NNE-SSW (N 22° 30'). En réalité, il n'y a de direction à peu près constante, sur une surface assez étendue, que celle de la schistosité au sud de la grande faille est-ouest. Celle-ci oscille entre N 50° et N 60°. La schistosité a donc une direction beaucoup plus oblique ici par rapport aux couches que dans les niveaux correspondants du Briovérien du continent.

Quant au pendage, il est le plus souvent E comme le montre le diagramme de Pincus, avec deux fréquences maxima pour 70° et 30°. Ce pendage est a été signalé par Plymen.

Au nord de la faille, la schistosité a une direction beaucoup plus variable : est-ouest dans la baie de Saint-Ouen (Mont Matthieu, Val de la Mare); N 20° à l'est de Saint-Peter's Church; N 160° au Mont Misère.

Les axes des plis, sensiblement parallèles à la schistosité au sud de la faille, oscillent dans le plan vertical : 15° SW à Monte-Bello, 60° NE à Millbrook, 70° SW au sud de Fliquet Mill (dans Bellozane Valley), 50° NE au Priory, 40° SW à Fliquet Mill. Au nord de la faille, les axes B varient comme la schistosité.

La grande faille est-ouest est accompagnée d'une schistosité subparallèle qui se surimpose dans le Briovérien et qui est d'autant mieux marquée qu'on est plus proche de la faille.

D'autre part, les massifs granitiques de Saint-Ouen/Saint-Mary, Saint-Brelade et Gorey s'orientent suivant des axes parallèles à la faille qui divise l'île en deux. Tout se passe bien comme si la faille et la mise en place des granites étaient contemporaines.

Si, comme tout porte à le croire, ces granites sont post-hercyniens et syntectoniques, la grande faille est-ouest pourrait s'interpréter comme une manifestation de la tectonique hercynienne dans l'île de Jersey. Cette tectonique ne paraît pas avoir affecté le Briovérien autrement que par la grande cassure de la faille et par la schistosité. En particulier, les plis de l'X ne semblent pas avoir été fortement comprimés, comme cela s'observe en maintes autres régions. J'en vois la preuve dans l'existence de ce synclinal faiblement plissé qu'on observe dans Saint-Peter's Valley, au nord et au sud de la faille. Ce synclinal est, à mon avis, le fait le plus extraordinaire que j'aie observé dans le Briovérien de Jersey. Nulle part ailleurs ne s'observent sur plusieurs centaines de mètres des couches en ordre de succession normale avec des pendages compris entre 10° et 30°. Toutefois, les couches de ce synclinal passent latéralement à des plis plus serrés et on ne peut mettre en doute leur âge antécambrien[1].

Au nord de l'île, le Briovérien est affecté par une tectonique puissante où le charriage du complexe des rhyolites par-dessus le Briovérien s'observe en plusieurs points, notamment près de Long Echet comme l'a signalé P. Teilhard de Chardin.

RHYOLITES DE JERSEY

Je n'ai pas eu la possibilité de me livrer à une étude détaillée des complexes éruptifs de Jersey, à mon grand regret, car je crois que le complexe rhyolitique de cette île s'apparente à celui de Saint-Germain-le-Gaillard et la chronologie que j'ai proposée pour le Briovérien de Jersey s'accorde avec cette interprétation : au sommet, le Briovérien X^{3b}, et, au nord de l'île, un niveau du Briovérien très proche des tillites et que je serais enclin même à noter X^{3a}, comme j'espère un jour pouvoir le

[1] Si donc le Cambrien existait dans la région, on devrait s'attendre à le voir faiblement plissé, prenant l'aspect d'un fond de synclinal tranquille.

démontrer. Du sud-ouest au nord-est on passerait donc d'un Briovérien plus jeune à un plus ancien avec les rhyolites rouges au bas de l'échelle stratigraphique.

Je rappellerai que ces rhyolites figurent dans le conglomérat cambrien des Casquets, d'Aurigny et de la Hague, aussi bien que dans le conglomérat de Rozel Bay attribué par la plupart des auteurs depuis 1935 au Permien.

CONCLUSIONS

Le Briovérien de Jersey est surtout formé par le *Briovérien supérieur.*

Situé dans une zone peu affectée par les tectoniques postérieures, *le Briovérien se trouve peu modifié dans son style tectonique.* On voit qu'il présente tous les caractères signalés dans d'autres régions, sauf à Saint-Peter's Valley et à Tesson Mill.

Toutes ces observations me conduisent à considérer que les *Iles anglo-normandes appartiennent à un socle très ancien dont les roches les plus vieilles sont situées au nord-ouest* (*Guernesey*), *les plus jeunes au sud-est* (*Jersey*).

CHAPITRE XII

LE BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR DU MAINE [1]

§ 1. — DISCUSSION DES TRAVAUX DE CH. BATARD

Dans la partie nord du Maine se situe une région comprise entre les synclinaux hercyniens du massif de Pail et des Coëvrons, appelée Pays du Gautier.

Elle a fait l'objet de plusieurs études de la part de Ch. Batard (1935, 1936, 1937) qui y a découvert les poudingues dits d'Averton et de Pont-Landry. Cette découverte l'a incité à considérer le Pays du Gautier comme un anticlinal commun au Briovérien et au Cambrien.

Ch. Batard, fondant son interprétation sur la présence de ces poudingues qui bordaient l'anticlinal, voyait une certaine ordonnance des faciès du bord vers le centre : d'abord les poudingues de Pont-Landry et d'Averton, puis une zone schisteuse, enfin des schistes franchement ardoisiers.

En supposant une bande ardoisière médiane, il rejoignait une interprétation ancienne de Triger qui avait figuré, sur la carte géologique du département de la Sarthe, une bande ardoisière en fer à cheval dont l'allure générale pourrait être conforme au point de vue de Ch. Batard.

Je ne suis cependant pas d'accord avec Ch. Batard pour ce qui est d'un anticlinal cadomien, car ni mes observations stratigraphiques, ni mes observations tectoniques ne concordent avec les siennes. Batard a toutefois le mérite d'avoir découvert des poudingues jusqu'alors inconnus au nord et au sud du Pays du Gautier : c'était un pas en avant.

De plus, il est exact que les schistes ardoisiers occupent la partie médiane et que le poudingue d'Averton est sur la bordure nord du poudingue cambrien, j'ajouterai même près de la bordure sud, à l'ouest de Mont-Saint-Jean où je l'ai découvert.

Il est exact aussi que le poudingue du type de Pont-Landry existe en bordure sud du Cambrien à Courvale, et aussi en bordure du Cambrien au nord de Douillet-le-Joly ainsi qu'à Mont-Saint-Jean au sud de l'église (Batard ne le connaissait d'ailleurs pas dans ces deux localités où je l'ai découvert). Mais il est déjà plus difficile de le considérer en bordure du Cambrien à Pont-Landry, à plus de 2 kilomètres de la bordure sud, soit le cinquième de la largeur totale de « l'anticlinal » de cette région.

En outre, au nord de Pont-Landry, près de Bel-Air, existe un autre affleurement de schistes à galets, mais la formation paraît être beaucoup plus réduite que la précédente.

Ainsi il y a trois bandes de schistes à galets entre Saint-Georges-le-Gautier et la bordure sud

---

[1] Voir cartouche carte générale.

de l'anticlinal présumé. Cet argument des poudingues, sur lequel était en partie étayée l'hypothèse de l'anticlinal, ne peut être retenu, à mon avis.

Il y a donc, en plus de la roche à galets disséminés de Pont-Landry et Courvale décrite par Batard, deux autres affleurements suivant la même longitude, l'un au sud de l'église de Mont-Saint-Jean, l'autre au nord de Pont-Landry, près de Bel-Air, tous deux pétrographiquement identiques à la roche de Pont-Landry; il s'y ajoute un troisième affleurement de formation à galets au nord de Douillet-le-Joly que j'ai découvert au cours de mon travail sur le terrain.

Tous ces affleurements sont sur le versant sud du présumé anticlinal briovérien : jusqu'ici, on ne les connaît pas au nord.

L'hypothèse de Batard était due à une assimilation de deux types de poudingues : celui d'Averton et celui de Pont-Landry.

Ces deux types de poudingues sont certainement liés à une même province stratigraphique, comme je l'ai dit précédemment, mais ils ne sont pas réductibles l'un à l'autre.

Le poudingue du type Averton a une extension assez considérable dans le Briovérien, on le trouve en Normandie aussi bien que dans le Maine. C'est un poudingue pisolithique, parfois miliaire, plus ou moins lessivé; quant aux éléments constituants, ce sont les mêmes dans les deux types de poudingues, Averton et Pont-Landry.

Le poudingue de Pont-Landry est d'un type différent : il est formé de galets disséminés dans une pâte schisteuse, mais d'aspect grossier du fait de très nombreux petits éléments de toute taille répartis dans la masse comme dans une pâte tillitique; l'analogie entre la gangue, où sont disséminés les galets, et la tillite de Granville est d'ailleurs frappante (cf. Lame n° 125 : Pont-Landry, et Lame n° 101 : Granville).

A cette première difficulté d'admettre l'argument de Ch. Batard sur les poudingues de la bordure, s'en ajoute une autre : le prétendu passage progressif de faciès grossiers à des faciès très fins est inexact.

Il existe des grès grossiers au centre de « l'anticlinal » du Gautier, et des schistes fins en bordure.

Nous retrouvons là la complexité habituelle du Briovérien avec l'alternance fréquente des schistes et des grès. Seule une analyse structurale poussée pouvait, me semble-t-il, fournir un premier élément de solution.

Mes observations de géologie structurale, relatives au Briovérien, m'ont très vite fait mettre en doute le point de vue de Ch. Batard. Le Briovérien se présente en plis serrés, comme ailleurs, avec répétition par plis des divers niveaux.

Enfin nous remarquons que le Cambrien repose dans cette région sur du Briovérien supérieur, mais ceci se produit aussi dans les synclinaux de Basse-Normandie (zone bocaine, massif de Pail).

§ 2. — FORMATIONS DU MAINE À CARACTÈRE PÉRI-GLACIAIRE

L'étude des formations à galets de Saint-Germain-de-Coulamer (Courvale), Mont-Saint-Jean (sud de l'église et Pont-Landry), Saint-Georges-le-Gautier (Bel-Air), Douillet-le-Joly (la Bergerie), m'amènera à traiter d'un problème qui concerne non seulement le Pays du Gautier mais encore la région située au sud des Coëvrons où affleure le Briovérien.

On retrouve en effet suivant une ligne qui va de Parennes à Rouez et qui s'étend un peu vers le nord, au château de Courmenant, des formations analogues à celles du Pays du Gautier avec les mêmes associations lithologiques.

On remarquera en outre que l'allongement des poudingues est loin d'être en bordure des synclinaux cambro-siluriens des Coëvrons et de la Forêt de la Charnie, nouvel argument, notons-le en passant, contre l'hypothèse de l'anticlinal du Gautier puisque l'anticlinal hercynien au sud des Coëvrons est traversé obliquement par la bande des formations à galets.

Ainsi que beaucoup d'auteurs, j'ai utilisé le terme impropre de « schistes à galets » en dépit du contresens qu'il constitue, ainsi que l'a noté E. KAISER (1934) puisque la sédimentation des schistes est conditionnée par un milieu calme qui, par là même, s'oppose à un type de transport suffisamment puissant pour draîner des galets.

D'autre part, la pâte de ces « schistes » est loin d'être homogène, puisqu'elle est un peu comparable à celle d'une tillite.

Enfin il convient de noter que la gangue où sont disséminés les galets est loin d'être la même à Courvale, ou à Douillet-le-Joly, ou à Pont-Landry. Si, dans cette dernière localité, la roche a une apparence de schiste vert, à Courvale et à Douillet-le-Joly elle a l'aspect d'un phyllade gréseux gris-bleu. Il est à noter que cette même différenciation existe à Parennes où les deux types coexistent, le premier près des ardoisières, le second un peu plus au nord.

La formation de Pont-Landry sera prise pour type d'étude car l'analogie pétrographique est complète entre toutes les formations à galets du Maine en dépit des variantes de constitution de la gangue : partout on retrouve des galets identiques, formés des mêmes roches, ayant les mêmes fréquences, les mêmes dimensions, les mêmes indices d'émoussé.

Les galets se dégageant généralement assez bien de la gangue dans la formation de Pont-Landry, c'est en grande raison pour cette cause, et aussi en raison des descriptions exactes de Ch. BATARD auxquelles on pourra se reporter, que j'ai choisi d'étudier les formations à galets disséminés de cette localité.

Pour cela, j'ai pris un volume connu de roche et extrait un à un tous les galets ayant plus de 20 millimètres de long. L'opération fut assez laborieuse, non seulement à cause de la difficulté de l'extraction, mais éventuellement par le travail de recollage des galets qui s'étaient brisés. Après quoi commença le recensement des galets, suivi de la mesure des indices d'émoussé.

Huit prélèvements ont été effectués à Pont-Landry, constituant un volume total de 0,035 mètres cubes; ils ont donné 363 galets de plus de 20 millimètres de long et ayant un volume total de 5 950 centimètres cubes, soit un peu plus de 1/6 du volume total.

J'ai classé les galets de plus de 2 centimètres de long en trois catégories : de 20 à 50 millimètres, puis de 50 à 100 millimètres, enfin ceux ayant plus de 100 millimètres.

Cette analyse morphoscopique a eu lieu sur des galets appartenant aux principaux types de roches suivants : quartz, phtanites, grès, phyllades, granites. La répartition de ces types suivant les diverses dimensions des galets est la suivante :

NATURE DES GALETS	DIMENSION DES GALETS			POURCENTAGE TOTAL
	$20 < L < 50$	$50 < L < 100$	$L > 100$	
	%	%	%	
Quartz	48,28	51,72	100	56,33
Phtanites	29	22,93	–	22,51
Grès	17,80	10,10	–	12,11
Phyllades	1	3,04	–	1,79
Granites	3,92	12,11	–	7,06

L'indice d'émoussé a été mesuré suivant la méthode de A. Cailleux (1947, p. 250-252). Voici la valeur de ces indices multipliés par 1 000 :

NATURE DES GALETS	INDICE D'ÉMOUSSÉ DIMENSION DES GALETS			NOMBRE DE GALETS
	$20 < L < 50$	$50 < L < 100$	$L > 100$	
Quartz	241	180	35	179
Phtanites	239	90	–	85
Grès	150	105	–	65
Phyllades	149	30	–	21
Granites	135	245	–	12
Galet de boue	–	–	18	1

Si dans les résultats précédents, on compare les valeurs obtenues pour les galets de quartz avec celles qu'ont publiées G. Bouillet et A. Cailleux (1949) sur les indices d'émoussé de diverses formations contenant des galets de quartz, on constate combien l'interprétation est difficile. Si pour les galets de dimensions $20 < L < 50$ millimètres et $50 < L < 100$ millimètres on peut n'hésiter qu'entre les formations marines et fluviatiles, pour les galets de $L > 100$ millimètres on constate que l'écart est trop grand et que seuls les indices de formations glaciaires leur sont comparables.

Ainsi il existe un matériel usé, remanié, avec des galets dont les indices varient de près de 1 000 % (de 0,005 à 0,08), ce qui ne s'observe que dans les formations glaciaires, alors que la variation extrême des indices d'émoussé dans les résultats de G. Bouillet et A. Cailleux pour les galets de quartz ne dépassait pas 215 % dans les formations non glaciaires.

L'explication de l'origine des galets disséminés dans une pâte ayant les mêmes caractères que celle des tillites avec des éléments anguleux et éclatés, peut s'éclairer à la lumière de formations analogues connues dans d'autres étages de la stratigraphie et qui ont été décrites depuis le Paléozoïque jusqu'au Quaternaire.

Tout d'abord, il semble bien qu'on puisse rejeter absolument l'hypothèse d'un éboulis de pente. En admettant, complication extrême, que dans cet éboulis se soient mêlés les éléments d'une terrasse fluviatile au terrain meuble sous-jacent, la présence de galets de boue ne peut être qu'un argument en opposition avec une formation d'éboulis de pente.

Cl. Francis-Bœuf (1947, p. 247) et L. Berthois (1952, p. 264) ont décrit la formation de tels galets dans des conditions différentes, celles de régime fluviatile.

En outre, les faciès associés à la formation de Pont-Landry appellent une assimilation de l'ensemble au complexe des formations post-glaciaires ou périglaciaires du Briovérien. La formation de Pont-Landry étudiée ici se développe interstratifiée au milieu de schistes finement varvés du X^{3b}.

Parmi les autres phénomènes qui auraient pu être la cause du dépôt de Pont-Landry, on pourrait encore envisager une tangue en dérive (cf. Zimmermann, 1914), mais le matériel de Pont-Landry ne paraît pas pouvoir être assimilé à une tangue.

Enfin une dernière hypothèse pourrait attribuer la formation des sédiments du type Pont-Landry à un phénomène de thixotropie. A plusieurs reprises, ce phénomène a été décrit et observé dans les pays scandinaves. Dans certaines vallées, l'argile qui durcit en surface se liquéfie sous une couche durcie, sous l'influence de pressions causant un phénomène de thixotropie. L'argile durcie se fend alors, la bouillie sous-jacente jaillit sous pression et la masse mouvante s'écoule avec une puissance considérable, dévastant tout sur son passage. Le flot de boue suit le fjord où aboutit la vallée d'origine de la coulée boueuse : l'écoulement peut même dépasser la limite du fjord à plusieurs kilomètres au large. G. Holmsen a vu une semblable coulée se produire à Thamshavn (1934).

Selon Ackermann (1949, p. 101)[1], ces courants boueux ont une force telle qu'ils peuvent charrier loin des côtes aussi bien des *galets marins ou fluviatiles* que des éboulis de pente, remaniant ainsi en même temps des sédiments non encore consolidés qui ont été déposés dans des conditions totalement différentes.

Les divers éléments entraînés à partir de sédiments non encore consolidés peuvent évidemment être d'âges divers, tels que des dépôts de terrasse ou de pente. Ces puissantes coulées boueuses donnent donc naissance à un sédiment complexe, sans aucun classement des éléments et où la masse argileuse est prépondérante avec une faible proportion de composants grossiers (Ackermann, 1951, p. 238).

Ce phénomène actuel a été reconnu aussi au cours des périodes géologiques, notamment au Crétacé; c'est ainsi en effet qu'Ackermann (1932, p. 79) et Kockel (1933, p. 5) ont expliqué certaines marnes du Crétacé inférieur; de même au Cénomanien (Custodis & Schmidt-Thome, 1939, p. 408).

Si une solution analogue était envisagée pour Pont-Landry, on ne manquerait pas de noter que le phénomène est un phénomène *périglaciaire.*

Fig. 35. — *Pont-Landry : galet déformant le sédiment argileux dans lequel il est tombé*

Cette hypothèse de la thixotropie, si séduisante soit-elle, ne tient pas compte d'un fait observé à plusieurs reprises : l'aspect des galets tombés dans la pâte schisto-gréseuse et produisant une déformation du sédiment environnant (cf. fig. 35), et cette déformation ne semble pas être d'origine tectonique. Dans plusieurs cas de galets de 50 à 100 millimètres de long, en effet, on peut voir la gangue refoulée comme dans le cas des galets tombés dans un sédiment non consolidé.

Dans la mesure où cette dernière observation est valable, il faut donc admettre une nouvelle hypothèse : celle de galets transportés et ensuite abandonnés par l'agent de transport. Cet agent de transport peut être en général de nature assez variée : depuis certaines algues marines du type *Fucus,* capables de transporter des galets à de grandes distances (Emery, 1941; Emery & Tschudy,1941), jusqu'à des racines d'arbres (Darwin, 1860) — mais ce sont là des cas qu'on ne peut retenir pour le Briovérien.

Une dernière hypothèse se présente alors, qui concorde tellement bien avec le fait connu d'une tillite du Briovérien qu'elle me paraît s'imposer : *le transport par les glaces flottantes.*

L'hypothèse du transport par glaces flottantes, laissant tomber sur un fond vaseux les galets lors de la fusion de la glace, est une théorie qui a été proposée pour la première fois au siècle dernier par Kalkowsky (1893).

Il convient d'ajouter que l'on est en droit de supposer que les glaces flottantes en fusion n'abandonnent pas que les galets, mais aussi toutes les particules qu'elles transportent; mais le dépôt se fait diversement : tantôt il peut se produire par décantation, donnant à une pâte tillitique par exemple un caractère de lessivage, tantôt il peut se faire en vrac, tous les éléments transportés tombant en masse et conservant une ressemblance avec la tillite originelle.

Ainsi donc, dans le Pays du Gautier, on peut supposer que des glaces flottantes ont laissé tomber les éléments qu'elles transportaient, lors de leur fusion.

Ces éléments sont constitués par une masse d'allure franchement tillitique et des galets dont les indices d'émoussé sont extrêmement variés. Les moyennes, données à titre d'indication, pourraient faire illusion : ainsi pour les dimensions $20 < L < 50$ dans les phtanites, on trouve des indices de 0,400 à 0,035.

---

[1] Cf. aussi Ackermann (1951).

Une pareille diversité s'expliquerait assez bien en admettant que les éléments d'indice faible proviennent de la tillite non remaniée, tandis que ceux d'indice élevé représenteraient des éléments dégagés à la surface de la moraine, voire de l'inlandsis. Ces éléments dégagés auraient subi des actions diverses, les uns ont été transportés par des courants d'eaux de fusion, les autres ont été usés par l'érosion éolienne : il existe en effet des galets qui peuvent s'expliquer par cette dernière hypothèse à cause de leur analogie avec les « dreikanters ». Lorsque le glacier atteignait la mer, il se produisait des ruptures qui fragmentaient la masse de glace en tronçons partant à la dérive en emportant des éléments morainiques. Le phénomène a été maintes fois décrit dans la littérature géologique et géographique.

L'hypothèse proposée me paraît assez bien expliquer la coexistence dans la formation de Pont-Landry de galets d'indices si variés, galets formés dans des conditions sédimentaires différentes et déposés dans une pâte tantôt franchement tillitique, tantôt plus lessivée, selon que la sédimentation de cette pâte s'est faite brutalement ou lentement, soit que la fusion ait été brusque dans un cas ou lente dans l'autre, soit enfin que la profondeur de la mer ait été plus ou moins grande, donnant ou non la possibilité d'une décantation.

Je reconnais pourtant que l'aspect des galets de Pont-Landry n'est pas aussi typiquement glaciaire que celui des galets de Saint-Germain-d'Ectot; et si je propose l'hypothèse précédente, je ne rejette pas formellement celle de la thixotropie; mais dans l'un et l'autre cas, il s'agit de formations périglaciaires : la zone glaciaire existant au nord. En sorte que *les formations à galets du Maine ne sont pas très éloignées stratigraphiquement du Briovérien des tillites.*

§ 3. — APERÇU STRATIGRAPHIQUE DU PAYS DU GAUTIER

Les roches qui affleurent dans le Pays du Gautier montrent un ensemble de schistes et grès où quelques niveaux bien déterminés peuvent servir de repère.

Parmi ces niveaux immédiatement discernables, je citerai les schistes ardoisiers et les formations à galets disséminés.

Les schistes ardoisiers forment une double bande dont les deux branches convergent vers l'est. Guillier (1888) fait figurer sur sa carte géologique du département de la Sarthe cette double bande ardoisière que déjà Triger (1834) avait cartographiée.

Je n'ai pas pu vérifier l'exactitude de leur cartographie et sans doute Œhlert non plus qui n'a pas fait figurer cette bande en forme de fer à cheval de ses devanciers.

La double bande ardoisière que j'ai relevée ne coïncide pas avec celle de la cartographie de Triger-Guillier. Elle est visible à l'ouest et au nord-ouest de Saint-Germain-de-Coulamer : le sens des couches indique le sommet au sud pour la bande du nord (ardoisières situées de part et d'autre de la Vaudelle). On en verra la cause ci-après en traitant de la structure tectonique de la région. Mais à l'est de Saint-Georges-le-Gautier la bande ardoisière ne me paraît plus exister.

Au contact de ces schistes ardoisiers existent des faciès de schistes très finement varvés : la finesse des varves est telle que j'ai pu mesurer sur un échantillon 38 petits lits (19 lits clairs et 19 lits sombres) sur 1 centimètre d'épaisseur.

Ces schistes très finement varvés passent aux ardoises; dans certaines ardoisières cela est particulièrement bien visible (par exemple au sud du Pays du Gautier dans les ardoisières de Rouez).

Mais ces mêmes schistes sont aussi associés aux roches à galets disséminés péri ou postglaciaires, par exemple à Pont-Landry ou près de Courvale (voir la coupe ci-dessous).

Schistes ardoisiers, schistes finement varvés, formations péri ou postglaciaires sont étroitement associés, tant au nord des Coëvrons qu'au sud. Rappelons que si l'ensemble ardoisier, les schistes ardoisiers et les formations à galets, qui forment la partie méridionale du Pays du Gautier,

sont alignés à peu près parallèlement au poudingue cambrien des Coëvrons, le même complexe traverse obliquement l'anticlinal hercynien entre les Coëvrons et la Charnie, ainsi que je l'ai déjà dit.

Une bonne coupe peut être faite au sud de Saint-Germain-de-Coulamer, près de la limite des départements de Sarthe et de Mayenne, le long de la route de Sillé-le-Guillaume à Villaines-la-Juhel. Cette coupe nord-sud de 330 mètres donne la succession suivante :

DISTANCES	FACIÈS LITHOLOGIQUES	ÉPAISSEUR
mètres		mètres
0	Schistes varvés fins	68,8
68,8	Schistes	21,6
90,4	Grès	11,2
101,6	Grès et phyllades alternants	16,8
118,4	Grès	20,0
138,4	Grès et phyllades	10,4
148,8	Schistes varvés injectés de filonnets de quartz	16,8
165,6	Grès, puis phyllades avec filonnets de quartz	7,2
172,8	Phyllades	77,6
250,4	Schistes très fins à schistosité très développée	2,4
252,8	Gros banc de grès avec filonnets de quartz	4,8
257,6	Apparition des galets disséminés.	
267,2	Grès et phyllades	9,6
288,0	Schistes à galets	20,8
308,8	Phyllades	20,8
312,0	Grès analogues au 3e faciès rencontré dans la coupe	3,2
330,4	Grès phylladeux et phyllades	18,4

Une autre coupe, effectuée cette fois à Pont-Landry, montre la relation des schistes à galets avec les autres sédiments (fig. 36).

A Saint-Georges-le-Gautier, au voisinage des schistes ardoisiers, on trouve des schistes zonés verts très fins associés à des grès dans la succession suivante du nord au sud :

4. Schistes ardoisiers noirs très finement varvés, à stratification parfois perceptible.
3. Schistes zonés verts finement varvés.
2. Grès quartzites gris-bleu.
1. Grès grossiers.

(Le sens des couches allant de 4 à 1, 1 est le dessus.)

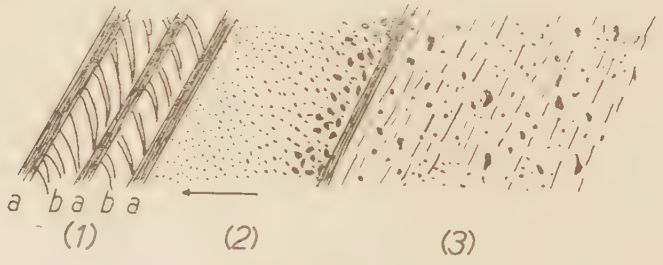


FIG. 36. — *Pont-Landry : succession des couches*
1 : stratification entrecroisée de petits lits gréseux « *b* », alternant avec des lits finement varvés « *a* »;
2 : grès assez grossiers ; 3 : formation à galets ; ←— sens des couches

Les exemples précédents montrent assez bien que la répartition des faciès, telle que l'indiquait Ch. Batard, ne peut être acceptée puisque les faciès grossiers de la bordure se retrouvent au centre de « l'anticlinal » que Batard indiquait constitué de sédiments fins.

Les galets provenant de la glaciation infracambrienne peuvent être un indice pour une chronologie relative.

On a remarqué précédemment le pourcentage élevé des galets de quartz : or la masse du quartz n'est pas d'une abondance telle dans le Briovérien qu'il puisse, semble-t-il, donner plus de galets que les autres roches. Le quartz n'est surtout abondant que dans certaines zones de charnières, dans les grès quartzitiques, plus abondant encore dans la zone des phtanites : ainsi à Courcy, dans la Lande des Vardes, on exploitait jadis le quartz blanc au milieu des phtanites (Hébert, 1886); d'autre part, on trouve aussi beaucoup de quartz injectant lit à lit toute la série des schistes situés à l'est de Saint-Lô (Saint-André-de-l'Épine, Sainte-Croix-de-Saint-Lô, etc.) du Briovérien moyen.

Mais étant donné la dureté du quartz (comme celle des phtanites, d'ailleurs), ces galets de quartz ont subsisté probablement plus longtemps, tandis que les galets des autres roches se sont plus vite usés. Pour cette raison, je pense qu'il s'est écoulé un espace de temps assez long entre le dépôt de la roche de Pont-Landry et le Briovérien moyen qui s'y trouve remanié à l'état de galets.

D'autre part, la roche de Pont-Landry est nécessairement, dans mon hypothèse, postérieure à la tillite puisque certains galets incorporés initialement à la tillite ont été beaucoup plus usés que ceux de Saint-Germain-d'Ectot, ce qui paraît indiquer une usure intermédiaire.

Parmi les galets des poudingues du Maine se trouvent des roches dont la présence est connue dans la région. Cela n'indique pas nécessairement qu'il s'agit d'un remaniement de ces roches mêmes, mais au moins de roches appartenant au même niveau.

Cette observation est fondée sur la présence de galets de grès à lentilles de limonite ou d'oxyde de fer quelquefois dissous, laissant des vacuoles dans la roche; il arrive même que la pyrite d'où proviennent ces diverses formes d'altération ne soit pas encore transformée en oxyde de fer.

Le gisement d'une telle roche s'observe à Sougé-le-Ganelon (aux Planches de Moné) : cependant la roche, située près de la bordure cambrienne, paraît plus altérée que les galets qu'elle a donnés, probablement parce qu'elle a subi une altération plus poussée lors de la pénéplanation antécambrienne. Ce grès vacuolaire est donc antérieur aux poudingues du Maine.

Un dernier faciès lithologique mérite d'être signalé : celui que décrit Ch. Batard (*loc. cit.*) à Averton. Il s'agit d'un poudingue dont le genre se retrouve assez fréquemment dans le Briovérien, et je l'ai pris pour type à Averton (Graindor, 1952, p. 181), là où pour la première fois il a été découvert. C'est un poudingue pisolithique ou miliaire, à éléments généralement bien classés et plus ou moins émoussés.

Le poudingue d'Averton n'est actuellement connu dans le Pays du Gautier qu'à Averton, et à l'est de Mont-Saint-Jean (en bordure de la route qui mène de l'église au château de la Lucazière). Selon Ch. Batard (*loc. cit.*), il existerait aussi à Saint-Paul-le-Gautier (Grand-Monthaison).

Toutefois, au cours d'une excursion commune avec L. Dangeard et P. Cliquet, nous n'avons pu retrouver l'affleurement du Grand-Monthaison.

La position de ce poudingue en bordure des synclinaux cambriens est un fait à noter, mais dont je n'ai pas encore pu trouver l'explication.

§ 4. — ESSAI DE GÉOLOGIE STRUCTURALE DU PAYS DU GAUTIER

Une simple lecture de la carte géologique au 1/80 000 (feuille n° 77 Mayenne) montre que l'axe de l'anticlinal hercynien compris entre les synclinaux du massif de Pail et des Coëvrons, au nord et au sud, plonge vers l'est. Le plongement de l'axe B assez faible est souligné par des joints très redressés à pendage ouest (75° à 85° en moyenne).

Cette tectonique hercynienne s'est superposée à la tectonique cadomienne, et c'est la distinction entre ces deux tectoniques superposées qui sera esquissée ici.

Tout d'abord on peut essayer, en recourant aux méthodes statistiques, de se rendre compte quelle a été l'influence de la tectonique hercynienne : en particulier en comparant, par la méthode des diagrammes de Pincus, la direction des couches au centre de l'anticlinal hercynien du Gautier, et les directions sur les bords nord et sud (cf. 2e et 3e diagrammes du Gautier). Cela donne une image saisissante de la modification des couches (directions et pendages).

Tout d'abord, la direction des couches est assez variable au centre (étalement du diagramme, avec dominante à l'est et maximum vers N 60°) et devient nettement constante vers les bords (N 110° et N 65°, directions qui correspondent aux bordures nord et sud du Pays du Gautier). Les courbes de fréquence soulignent d'ailleurs ce fait.

Si l'on considère maintenant les pendages, ceux-ci sont le plus souvent verticaux au centre, fréquence maxima, avec aussi une autre fréquence un peu moindre, de pendage nord (courbes de fréquence des pendages du 2e diagramme de Pincus). Le 3e diagramme montre que, s'il y a encore une fréquence assez forte du pendage vertical, la fréquence dominante est ici 70° N et qu'il existe de plus une fréquence moindre, mais nouvelle, de 60° S, ce qui indique un déversement sud, tandis qu'il est nord au centre.

Cette modification de la direction des couches correspond à une certaine plasticité du Briovérien : plus les roches sont consolidées, moins elles subissent cette tectonique de plasticité. Elles sont, par contre, affectées par une tectonique cassante (Oulianoff, 1937).

Ce Briovérien consolidé appartient par conséquent à un niveau relativement jeune capable d'être replissé, au moins superficiellement, car la tectonique cassante l'affecte, comme on peut le constater, par de nombreuses failles qui, ainsi qu'en pareil cas, produisent des décrochements horizontaux.

Néanmoins l'influence de la tectonique hercynienne n'est pas prédominante, comme le montre le premier diagramme du Gautier que l'on peut comparer aux deux suivants : on voit que la différence n'est pas très grande entre le 1er et le 3e diagramme : la tectonique hercynienne ne masque pas la tectonique cadomienne.

Cette action cassante de la tectonique hercynienne a produit les failles qui expliquent la topographie et surtout le réseau hydrographique; en particulier le ruisseau des Bois au sud-ouest de Saint-Georges-le-Gautier souligne la présence d'une faille qui justifie la discontinuité des couches des schistes ardoisiers (cf. fig. 37, coupes III et V), discontinuité que j'ai déjà signalée.

D'autres failles de décrochement s'observent aussi lors des variations brusques de direction des cours du Merdereau au nord-ouest de Saint-Paul-le-Gautier, et de la Sarthe, en particulier aux Planches de Moné au sud de Sougé-le-Ganelon. On peut vérifier l'existence de cette dernière faille qui engendre une série de fractures parallèles dans les bancs de grès.

Les failles transversales de direction allant de NS à N 20° sont bien liées à la tectonique hercynienne comme le soulignent un petit pli-faille au sud de Mont-Saint-Jean dans le Cambrien, et la faille qui se prolonge dans le Briovérien suivant une direction subparallèle à N 20°.

Une autre faille, longitudinale, au sud des ardoisières de Saint-Georges-le-Gautier, paraît bien liée, elle aussi, à la tectonique hercynienne. A cette faille correspond dans le réseau hydrographique le cours de la Vaudelle qui suit une direction tracée par des cassures orientées parallèlement à la faille. Cette faille, due à une compression transversale, traduit un raccourcissement qui a eu pour résultat d'élever le compartiment nord : ceci explique pourquoi les schistes ardoisiers affleurent encore alors que, étant donné le plongement de leur axe B, ils devraient déjà avoir disparu.

Un autre fait est encore expliqué par le sens de la poussée verticale résultante : le relèvement de la charnière anticlinale qui borde le flanc nord du synclinal des schistes ardoisiers (cf. fig. 37, coupe III). Cette faille fait descendre le niveau des poudingues postglaciaires et rend difficile,

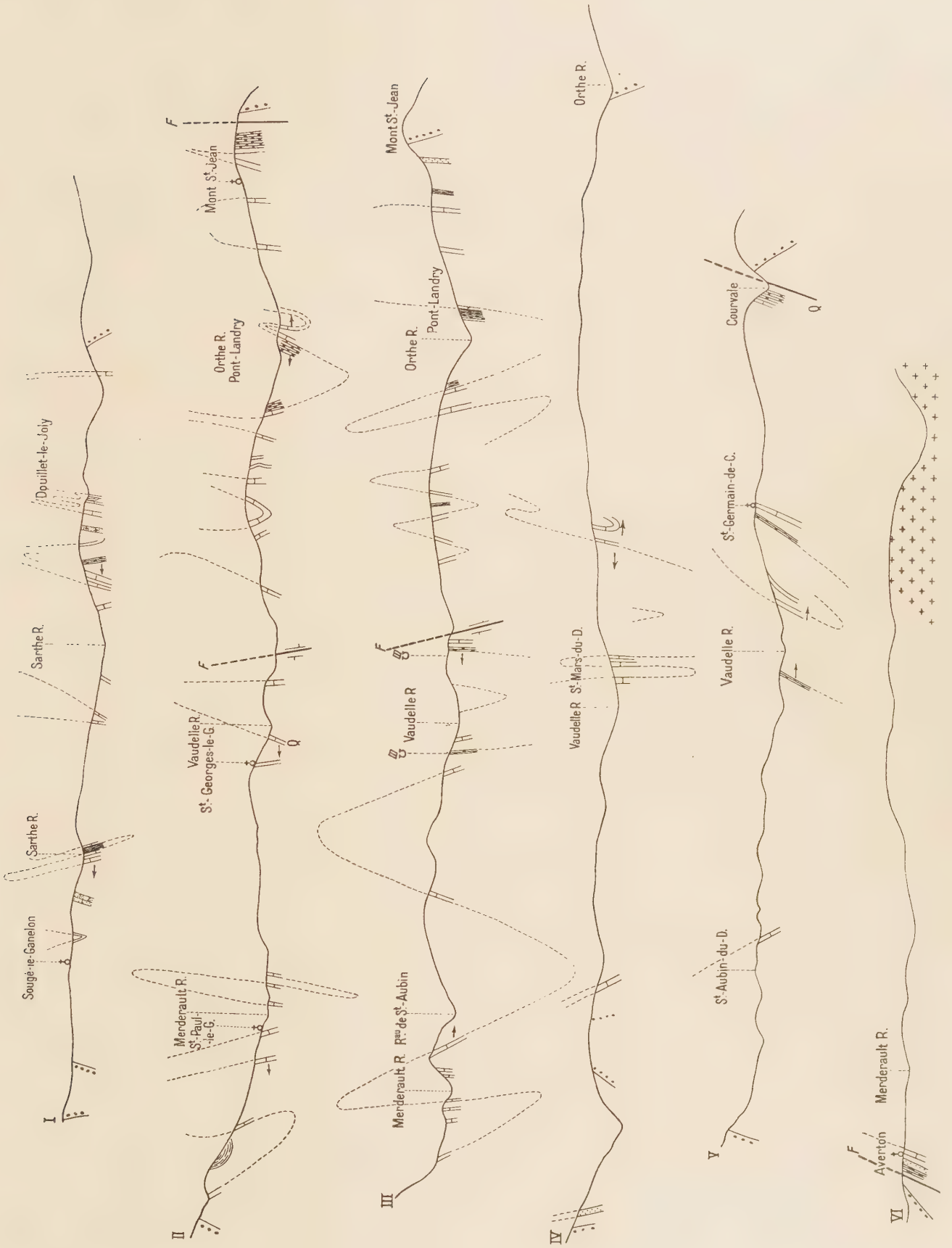


FIG. 37. — *Coupes nord-sud à travers le Pays du Gautier*

dans l'état actuel de nos connaissances, la détermination de leur âge par rapport aux schistes ardoisiers.

La répercussion des mouvements hercyniens étant connue, on peut essayer de dégager les grandes lignes de la tectonique cadomienne dans ce secteur.

Pour cela, j'ai tenté des coupes parallèles nord-sud passant par des affleurements étudiés. Ces coupes sont incomplètes, faute de données, et les interprétations sont limitées aux seuls points certains.

L'extrapolation eût été vraiment hasardeuse, aussi ai-je préféré donner cette image incomplète qui permet néanmoins de trouver les lignes dominantes de la tectonique cadomienne, sans malheureusement donner l'image dans l'espace des plissements. On y pourra cependant suppléer par la pensée en utilisant les observations faites dans les divers affleurements qui montrent de bonnes structures d'axes B.

Ces axes B plongent parfois de 60° et plus, et, fait important, vers l'ouest, donc dans une direction opposée à celle de l'axe de l'anticlinal hercynien, en particulier à Pont-Landry, Saint-Germain-de-Coulamer (lieudit Juillet), Saint-Georges-le-Gautier (ardoisières). Toutefois il peut arriver que l'axe B ait un plongement vers l'est; cela se produit au nord de Saint-Paul-le-Gautier où le plongement de l'axe est d'ailleurs beaucoup plus faible.

Les schistes ardoisiers qui jouent ici un rôle de repère stratigraphique occupent un synclinal assez fortement pincé qui a subi une importante pression, laquelle a donné naissance à ces schistes. Ce synclinal est flanqué de plis mineurs, au sud (cf. fig. 37, coupe IV) et au nord, ce qui doit s'interpréter, je crois, comme une preuve de l'existence d'un synclinal majeur voisin.

Les sédiments postglaciaires occupent aussi ces synclinaux, mais, dans l'état actuel de la question, il ne m'est pas possible avec certitude de construire sur une coupe la position relative de ces synclinaux par rapport aux schistes ardoisiers du synclinal plus important.

Très probablement, ces sédiments occupent une position élevée dans le complexe puisqu'on y trouve des galets de roches dont le type figure dans la région (galets de grès altérés près de la surface de la pénéplaine antécambrienne); néanmoins on a vu qu'ils sont recouverts par des schistes varvés très fins qui se situent aussi au contact, et parfois au-dessous, des schistes ardoisiers; et, en dépit de la faille qui se trouve dans la coupe III (fig. 37), il semble bien que les schistes à galets soient au-dessous des schistes ardoisiers : du moins c'est ce que suggère l'image obtenue.

§ 5. — CONCLUSIONS

L'anticlinal du Gautier défini par Ch. Batard est donc en réalité *un synclinorium briovérien repris dans un anticlinal hercynien.*

Le Pays du Gautier présente un Briovérien affecté par un plissement d'intensité intermédiaire entre celui de la Normandie au nord et celui de la Bretagne à l'ouest et au sud-ouest.

Les mouvements bretons produisent dans le Briovérien du Maine une tectonique plus souple que dans celui de Normandie : la discordance est d'ailleurs plus faible dans le Maine.

Stratigraphiquement, les sédiments du Pays du Gautier, et du Maine en général, représentent *le Briovérien supérieur* X^{3b}, *peut-être* X^{3a}, avec les poudingues et les sédiments sur lesquels ils reposent.

On remarquera que l'existence de schistes à galets disséminés est connue au Spitzberg à la fin du Précambrien (Late Precambrian) dans la Hecla-Hook Succession à New Frienland.

CHAPITRE XIII

LE GRANITE D'ATHIS

§ 1. — GÉNÉRALITÉS

Le massif granitique d'Athis se trouve au sud de la partie orientale de la zone bocaine. Il a une forme elliptique dont le grand axe est orienté parallèlement à l'axe du synclinal cambro-silurien qui, dans cette partie est de la zone bocaine, a une direction armoricaine (suivant la définition de Ch. Barrois, 1900, p. 1-3; cf. aussi 1930).

Ce massif est bordé sur son flanc nord par le fond d'un synclinal comprenant à sa base le poudingue pourpré de la transgression cambrienne, recouvert des schistes et calcaires cambriens. Le flanc nord de ce petit synclinal de La Forêt-Auvray est très redressé, se déversant même légèrement vers le nord (pendage de 85°) et l'effort tectonique qui a produit le déversement s'est achevé par une faille vers le nord-ouest où le poudingue disparaît, laissant le Briovérien en contact avec les schistes cambriens. Plus au nord-ouest, la carte au 1/80 000 (feuille n° 45 Falaise) prolonge cette faille vers l'ouest : je crois plutôt que le synclinal dont l'axe se redresse vers le nord-ouest disparaît par suite de l'érosion; ce qui subsiste du synclinal se relève lentement au-dessus du granite et disparaît, laissant affleurer le granite ou le Briovérien.

Au sud-est de ce synclinal de La Forêt-Auvray, et le prolongeant, se rencontre encore une bande de poudingue cambrien aux Rotours. L'affleurement visible le long de la route qui va de Putanges à Bazoches-au-Houlme, montre que le Cambrien de direction N 140° est très faiblement incliné : 15° N. Tout indique que cette bande représente le bord sud d'un fond de synclinal qui, comme celui de La Forêt-Auvray, est un repli du synclinal majeur de la zone bocaine. Là encore, le bord nord est faillé.

Les travaux de L. Berthois (1935) sur les granites de la partie orientale du Massif Armoricain avaient fait admettre que l'on devait considérer la mise en place du granite d'Athis comme étant contemporaine de celle des autres granites de la région. L'âge hercynien ne paraissait laisser aucun doute.

Reprenant une hypothèse ancienne, L. Berthois concluait (1935, p. 161) : « M. Bigot a attribué un âge hercynien à plusieurs massifs granitiques (légende de la carte géologique, feuille de Falaise n° 45, 2e édition), en particulier à celui d'Athis, bien que les terrains avec lesquels il est en contact : Briovérien (X) et poudingue pourpré (s^{1p}) ne présentent pas une échelle stratigraphique assez grande pour le dater avec certitude...; l'étude des minéraux lourds confirme pleinement cette attribution ».

Par la suite, A. Bigot (1939) reprenait le point de vue de L. Berthois et écrivait de nouveau que « le granite (d'Athis) modifie les poudingues et grès cambriens », bien qu'il n'existât pas d'étude pétrographique des contacts du granite avec les roches autres que les schistes précambriens [1].

Néanmoins la lecture du mémoire de L. Berthois laisse entrevoir quelques réserves au sujet du massif d'Athis qui, étudié de façon moins poussée que les autres, offrait quelques divergences de résultats avec les autres granites.

Plus encore, la disposition des plis du Briovérien autour du massif d'Athis me montrait de notables différences avec d'autres granites qui coupent véritablement à l'emporte-pièce les roches encaissantes, comme je l'ai noté au sujet du massif granitique de Carolles-Vire. Dans le cas présent, la direction du Briovérien a été nettement modifiée et contourne le massif d'Athis. On peut s'en convaincre par la lecture de la carte de la fig. 38 qui fait apparaître le rebroussement des directions du Briovérien.

Les observations sont assez aisées depuis l'ouest du massif d'Athis jusqu'à l'est en passant par le nord, région coupée par les vallées très escarpées de la Vère à l'ouest, du Noireau au nord, de l'Orne au nord-est et à l'est.

Mais elles sont beaucoup plus difficiles au sud où de rares affleurements existent, localisés au nord-ouest de Briouze et au sud de Sainte-Opportune, près de la Saussaie. Toutefois, grâce à des travaux d'adduction d'eau en mai 1952 au nord-est de Flers, non loin de la Fontaine des Trois-Paroisses, il me fut possible de constater que le Briovérien, habituellement orienté dans cette

Fig. 38. — *Granite d'Athis*

[1] Comme on l'a vu, L. Berthois (1935, p. 69) fait fond sur l'affirmation de A. Bigot (1905), mais il n'a pas étudié les contacts lui-même; et, après avoir écrit en 1905 que le granite d'Athis modifie les grès cambriens, sans justifier d'ailleurs cette assertion, A. Bigot se réfère à son tour en 1939 à L. Berthois.

région suivant une direction assez constante comprise entre N 60° et N 80°, prenait une direction N 140° exactement tangentielle à la bordure apparente du granite.

Enfin, et ceci est tout à fait caractéristique, semble-t-il, au sud de Berjou, là où le granite forme la pointe la plus septentrionale du massif, on peut voir la torsion des plis conforme au pourtour du granite. Dans une carrière située en bordure de la route qui mène de Berjou à Sainte-Honorine-la-Chardonne, j'ai constaté que, en l'espace de 50 mètres, les couches passent de N 55° à N 120°, courbure correspondant à celle du granite.

Ces diverses constatations m'incitèrent donc à examiner attentivement la relation du massif granitique d'Athis avec les roches encaissantes. Une seule chose était évidente : *le granite métamorphisait sur une large auréole les roches du Briovérien, ce granite leur était donc postérieur.*

Malgré l'assertion de A. Bigot relative à une modification, non étudiée d'ailleurs, des roches cambriennes, je ne trouvai de trace de métamorphisme ni dans les schistes, ni dans le poudingue de cet étage; peut-être pouvait-on supposer que le poudingue formait un écran à l'expansion de l'action métamorphisante du granite. La nécessité d'avoir un bon contact entre le granite et le poudingue cambrien m'amena à des recherches systématiques qui m'ont fait aboutir, non sans difficultés, à la découverte d'un contact remarquable.

§ 2. — LE CONTACT STRATIGRAPHIQUE DU GRANITE ET DU CAMBRIEN

Ce contact se situe en un point d'accès peu facile, à 300 mètres environ à l'WNW du site touristique des Roches d'Oëtre, dans les escarpements du flanc nord de la vallée de la Rouvre; pour y accéder, il faut, à partir de l'hôtel des Roches d'Oëtre, sis au carrefour des routes D. 301 et D. 329, prendre la route D. 301 en direction de Saint-Philibert-sur-Orne, puis la quitter au bout de 300 mètres environ pour pénétrer dans un champ en bordure sud de cette route. On traverse ce champ par son milieu, dans une direction perpendiculaire à la route, et on atteint le bois qui surplombe la Rouvre; on pénètre dans ce bois en s'orientant vers le sud-ouest et après avoir parcouru une centaine de mètres on arrive aux entablements formés par le granite et l'on aura tôt fait de retrouver le contact décrit ici et déjà signalé en 1953 (Graindor, 1953).

Initialement, ce contact était légèrement masqué : je dus le dégager sur une dizaine de mètres; par la suite j'ai pu vérifier qu'il est possible de retrouver le contact granite/poudingue sur plus de 100 mètres, à condition toutefois d'effectuer des fouilles pour le dégager de l'épaisse couche de terre qui le recouvre, excédant parfois le mètre.

Topographiquement, le contact affleure suivant une direction générale N 130° et plonge vers l'est de 5 à 10°.

Du point de vue structural, le contact a une direction de N 135° avec un pendage du poudingue de 20° N.

Dans le granite, au voisinage de ce contact, s'est développée une schistosité parallèle à la direction N 135° de son contact avec le poudingue. L'interprétation tectonique paraît évidente : la schistosité est liée au plissement du synclinal cambrien. C'est un contact stratigraphique franc, d'une exceptionnelle netteté. En voici la description.

Sur le granite altéré et transformé en arène repose le poudingue cambrien [1]. Celui-ci est formé à sa base de gros galets dont certains atteignent 30 centimètres suivant leur grand axe. Il est curieux de les voir s'enfoncer dans le granite décomposé. Leur taille décroît rapidement quand on s'élève dans le poudingue.

[1] Œhlert a signalé pour le granite de Passais-le-Horps, de même direction que celui d'Athis (NW-SE), que, lorsque le poudingue est en contact immédiat avec un massif granitique auquel il a emprunté ses éléments, ce poudingue est à l'état d'arkose.

Parmi les gros galets de la base, tous manifestement roulés, certains témoignent d'un transport plus prolongé, comme le montre leur morphoscopie; ce sont en particulier des quartzites dont on ne connaît pas, jusqu'ici, d'équivalent au voisinage du granite d'Athis.

Les galets de roches métamorphiques ont subi les transports les plus faibles comme on peut le déduire de leur examen.

Mais le point le plus remarquable au voisinage même du contact est le mélange dans les galets d'éléments de roches métamorphiques de l'auréole du granite et de roches non métamorphiques.

Si donc le granite d'Athis était postérieur au poudingue, il devrait, en y produisant les modifications habituelles du métamorphisme de contact, affecter indifféremment tous les galets, ce qui exclurait le métamorphisme sélectif observé qui affecte seulement certains galets.

L'examen en lame mince de la gangue est encore plus décisif. Il prouve qu'on est en présence d'un poudingue nettement cambrien et non métamorphisé.

Il est constitué de tous les éléments du granite : la biotite y est souvent chloriteuse, la séricite est étirée; les feldspaths, ou plutôt les éléments des feldspaths, forment une masse importante : le plus souvent ils sont fragmentaires; l'orthose est tout à fait franc.

Quant au ciment, comme toujours dans ces poudingues, il est phylliteux. On y trouve encore les éléments accessoires du granite, en particulier zircon, sphène, apatite et tourmaline en très forte proportion comme l'a signalé L. Berthois (1935, p. 65).

Parmi les lames exécutées, j'en retiendrai trois (Lames n^{os} 37, 38, 39) faites sur des prélèvements situés respectivement, le premier entre les galets de la base du poudingue, le second à 20 centimètres et le troisième à 1 mètre environ au-dessus du contact.

L'examen montre formellement l'identité absolue des trois lames quant à la métamorphose : rien n'indique un métamorphisme postérieur de contact, car si on retrouve dans la gangue du poudingue les éléments détritiques provenant du granite, on ne voit aucun des éléments de néoformation qui apparaissent ordinairement dans les roches métamorphisées par contact.

Reste l'objection soulevée par l'absence de galets de granite. Ce dernier ne paraît pas avoir donné autre chose que, par démantèlement, la décomposition arénacée. Jusqu'à ce jour, il n'a pas été trouvé de galet de granite dans le poudingue. En 1953 j'avais signalé la probabilité de l'existence de tels galets : les deux galets auxquels je faisais alors allusion ne sont pas assimilables au granite d'Athis.

La rareté ou l'absence de galets de granite dans le poudingue des Roches d'Oëtre peuvent être comparées avec ce qui se produit dans la Hague où M^{me} Jérémine a signalé, à propos du contact d'Omonville-la-Rogue : « Dans le conglomérat de base cambrien, venu par-dessus le vieux granite précambrien écrasé, on trouve de *très rares* éléments granitiques » (1930, p. 9) et ailleurs : « Le conglomérat cambrien est *très pauvre* en galets de granite » (1930, p. 47).

Il faut probablement en conclure que le granite avait déjà commencé à subir une altération prononcée lors de la transgression cambrienne, ce que corroborerait l'enfoncement des galets cambriens au contact du granite décomposé. Aussi, ajoutai-je en 1953, est-on en droit de supposer que le granite n'a fourni au Cambrien que des éléments arkosiques.

Parmi les galets du poudingue cambrien, j'ai pu reconnaître encore, outre les roches de l'auréole métamorphique du massif d'Athis, les schistes, phyllades et grès du Briovérien, non métamorphisés, puis des rhyolites, phtanites et galets de quartz. Ces derniers sont fort nombreux, ici comme ailleurs, mais leur origine pourrait s'expliquer assez naturellement du fait des si nombreuses inclusions de quartz que contient le granite d'Athis.

Ce développement des arkoses granitiques cambriennes, associées à des galets de fort volume de roches non granitiques, est un caractère fréquent dans le poudingue de base du Cambrien (observation faite à Omonville-la-Rogue par A. de Lapparent et relatée par A. Bigot, 1929, p. 192).

P. Jodot (1942) a étudié parmi les éléments du poudingue, en un autre endroit des Roches d'Oëtre, des galets de schiste micacé et de microbrèche de phtanite. Son étude souligne l'existence d'une gangue feldspathique en présence de galets de quartz, de grès, de schiste noir phylliteux à muscovite. Il indique que « des schistes possédant un métamorphisme analogue existent dans les dépendances de l'X de la carte ». Ceci est incontestable.

D'ailleurs L. Dangeard (communication orale à l'auteur) a trouvé dans le poudingue de la Bruyère des Gouttes, au sud de Clécy, des galets de roches métamorphiques : ceci souligne bien l'existence d'un granite ayant métamorphisé l'X avant le Cambrien dans une zone proche, car ainsi qu'on l'observe maintes fois, les éléments de poudingue cambrien sont généralement d'origine locale, les chances d'origine immédiatement locale croissant avec la fréquence, ce qui est tout à fait le cas des galets de roches métamorphiques.

§ 3. — L'AURÉOLE MÉTAMORPHIQUE

La tourmalinisation est particulièrement intense à la périphérie des massifs granitiques, comme l'ont démontré les travaux de Lacroix, Niggli, Harker et Corin, que rappelle L. Berthois dans son mémoire (1935, p. 73), ce qui corrobore ses conclusions : « L'abondance des enclaves dans la zone des contacts et leur extension dans tout le massif me conduiraient à admettre que, non seulement la zone de bordure du massif, mais toute la surface, devait être considérée comme une région d'endomorphisme dû à la proximité de la couverture de roches sédimentaires enlevée par l'érosion ».

Le granite d'Athis n'était donc pas profondément attaqué par l'érosion lors de la transgression cambrienne. Néanmoins, il était assez dégagé, ainsi que d'autres massifs actuellement recouverts par des terrains plus jeunes, tel le granite de Martigny (Calvados), pour avoir fourni aux dépôts postérieurs les éléments feldspathiques si abondants.

Les nombreux affleurements et carrières ouvertes dans les roches de l'auréole métamorphique du granite d'Athis permettent de suivre le développement de ce métamorphisme.

On peut l'observer dans la vallée de la Vère en la remontant depuis le sud de Pont-Érambourg jusqu'au Pont de Vère, en passant par le Pont Grat. Dans cette bonne coupe naturelle, L. Berthois a décrit les deux termes extrêmes de ce métamorphisme au Pont de Vère et au Vieil Hêtre (1935, p. 69).

L'auréole métamorphique s'étend en moyenne jusqu'à 1,5 kilomètre de la bordure du massif granitique. La feuille géologique de Falaise (n° 45) indique une plus grande extension, à l'ouest de cette zone métamorphisée, dans une région où, faute d'affleurements, je n'ai recueilli que peu d'observations. La granulite de Cerisi-Belle-Étoile et le granite de Vire (Landisacq) y interviennent aussi, il est vrai; mais étant donné le métamorphisme déjà atténué que j'ai constaté au Pont de Vère, conformément d'ailleurs aux descriptions de L. Berthois (*loc. cit.*), il me paraît peu probable que le contour de l'auréole métamorphique figuré soit exact vers l'ouest.

Lorsque le métamorphisme n'a pas encore trop transformé les roches, on y reconnaît les faciès de l'épaisse série relativement jeune du Briovérien supérieur : ceci s'observe en particulier dans la vallée de la Druance jusqu'à Condé-sur-Noireau, ou dans la vallée de l'Orne, de La Pommeraye à Mesnil-Villement. On trouve même à Berjou un petit poudingue comparable à celui de Fourneaux-le-Val (type Averton).

Le granite est particulièrement riche en enclaves qui ont été étudiées par L. Berthois (1935, p. 70).

L'examen de ces enclaves dans la zone de contact du granite avec les schistes précambriens, montre leur étroite parenté avec le Briovérien métamorphique, parenté qui se retrouve aussi dans

les enclaves observées au voisinage du contact avec le poudingue cambrien, ces dernières n'offrant aucune similitude avec d'autres roches permettant de les attribuer au Cambrien.

Cette démonstration me paraît confirmer une fois de plus *l'antériorité du granite d'Athis par rapport au poudingue cambrien.*

§ 4. — ÂGE DE QUELQUES FILONS

A s'en tenir au texte de la légende de la carte géologique au 1/80 000 (feuille nº 45, Falaise, 3e édition), on pourrait penser que les filons de quartz n'affectent que le Briovérien et le granite d'Athis : en réalité ils affectent aussi parfois le Cambrien comme on peut l'observer à la pointe est du synclinal de La Forêt-Auvray. *Ces filons de quartz sont donc postcambriens.*

Des filons de granulite coupent le granite d'Athis et aussi celui de Vire; si, comme l'ont établi L. Berthois (1935) d'une part, et G. Mathieu (1942) d'autre part, le granite de Vire est hercynien, ce qu'aucune observation postérieure n'infirme, les filons de granulite sont posthercyniens et leur présence à Athis pourrait suggérer qu'ils sont la phase terminale de la mise en place d'un deuxième granite d'Athis.

Le granite d'Athis est encore recoupé par *des filons de pegmatite et de micropegmatite* qui ont été étudiés par L. Berthois (1935, p. 68), les premiers au sud du massif, à la Fosse-aux-Loups près de Briouze, les seconds à l'ouest, près d'Aubusson (le Hêtre), et à l'est, à Pont-Écrepin (le Breuil).

Les filons de pegmatite peuvent se voir dans le Briovérien au sud de Mesnil-Hermei; ces filons coupent le Briovérien, mais on ne les connaît pas jusqu'ici dans les terrains postérieurs au Briovérien.

Quant aux *filons de diabase,* il convient de remarquer que, non seulement ils recoupent toujours le Briovérien, mais encore les terrains paléozoïques postérieurs. Ils représentent les dernières émissions qui ont eu lieu sur le socle hercynien.

§ 5. — HYPOTHÈSE DE DEUX VENUES GRANITIQUES DANS LA RÉGION D'ATHIS

Dans son analyse des minéraux lourds des granites, L. Berthois (1935) montrait qu'il existait une certaine analogie, pensait-il, entre le granite d'Athis et celui de Passais-le-Horps, et les considérait tous deux comme étant d'âge hercynien.

Devant ces conclusions opposées à celles d'Œhlert qui estimait que le massif de Passais-le-Horps avait été mis en place avant le Cambrien, il est permis d'essayer de concilier ces deux opinions à l'aide de la découverte du contact des Roches d'Oëtre exposée ci-dessus.

Peut-être n'est-il pas impossible qu'un jour l'on découvre dans le massif de Passais un contact analogue à celui d'Athis : L. Berthois ne note-t-il pas « des efforts dynamiques intenses » qui se retrouvent dans le contact avec les poudingues pourprés où la roche est écrasée. Ceci pourrait inciter à rechercher si le granite de Passais n'aurait pas, comme celui d'Athis, subi l'action tectonique des mouvements bretons.

Cette proposition se fonde sur la discussion de l'étude de L. Berthois dont l'exposé laisse subsister pour moi un doute au sujet du métamorphisme de contact du granite avec les grès de Saint-Germain (s^{2b}) et les schistes à *Trinucleus* (s^{2c}) : « au microscope », écrit L. Berthois (1935,

p. 118), « l'influence du granite n'est guère visible ». Ce n'est que dans le contact avec le grès armoricain (s^{1b}) qu'il note une recristallisation très nette, mais je crois que cette recristallisation peut s'interpréter comme liée au dynamométamorphisme, lequel provoque la recristallisation du quartz qui était en menus grains dans la roche primitive et lui donne les extinctions ondulées.

Sur un seul point, L. Berthois est formel : la présence de houppes de tourmaline, lesquelles sont, dit-il, « d'origine pneumatolytique certaine ».

Je suis pleinement d'accord avec cet auteur sur ce point, mais je n'y vois pas la preuve que cette pneumatolyse soit nécessairement due au granite. Ch. Barrois donne, à propos du granite de Rostrenen (1885), des descriptions de grès armoricain, de schistes et quartzites dévoniens, métamorphisés non par l'intrusion de ce granite, mais par un métamorphisme régional qui les avait déjà transformés : le quartz y était recristallisé et le ciment phylliteux transformé en séricite. Ces objections me paraissent légitimer l'hypothèse que le granite de Passais-le-Horps pourrait être de même âge que celui d'Athis.

Néanmoins je n'avais pas de preuves suffisantes pour hasarder une solution qui aurait concilié et l'exactitude des travaux de L. Berthois dont les analyses sont indiscutables, et le fait aussi indiscutable de la discordance stratigraphique que j'avais découverte.

C'est pourquoi, cherchant à résoudre ce problème, j'ai songé à l'analogie qu'il présente avec le contact de Diotret où, comme à Athis, le poudingue cambrien repose sur un granite antécambrien (E. Jérémine, 1930). MM. L. Berthois et L. Dangeard ont accepté une course commune pour étudier avec moi cette région très complexe.

Et nous avons découvert qu'il existe à Diotret un deuxième granite (cf. chap. VI), peut-être hercynien, qui métamorphise le poudingue cambrien. Nous nous proposons de revenir plus tard sur cette importante découverte, mais elle confirme la possibilité de concilier des conclusions en apparence contradictoires, telles que l'étaient les travaux de L. Berthois et l'évidence de ma découverte.

Ainsi il existe probablement à Athis *une seconde venue granitique postcambrienne*, celle qu'aurait analysée L. Berthois, *la première étant antécambrienne :* celle que j'ai découverte aux Roches d'Oëtre. J'émets même l'opinion que le phénomène est général et que des venues granitiques successives peuvent avoir eu lieu aux mêmes endroits : il serait étonnant en effet que le granite d'Athis soit le seul témoin de l'une de ces venues, la lecture de la carte suggère le contraire et la faible extension du découvert de ce massif indique qu'il y a de plus vastes surfaces d'érosion qui sont à l'origine de tous ces feldspaths si nombreux dans les sédiments cambriens.

§ 6. — CONCLUSIONS

Le contact stratigraphique entre le granite et le conglomérat pourpré est un fait absolument certain, il n'y a ni glissement de terrain, ni autre modification tectonique au point observé. Si l'étude pétrographique du poudingue permet d'admettre un métamorphisme régional dû aux actions dynamiques, rien ne légitime l'hypothèse d'une action de métamorphisme de contact dans le conglomérat cambrien (absence de tout minéral de néoformation).

Par contre, le granite métamorphise puissamment les couches d'un Briovérien assez jeune. La venue du granite d'Athis, là où je l'ai observé, me paraît donc être antérieure au Cambrien moyen (âge de la transgression cambrienne en Normandie) et peut être avec vraisemblance considérée comme *syntectonique de la deuxième phase orogénique cadomienne.*

J'ai écrit (1953) que « le granite d'Athis appartient à cette partie médiane du vieux socle progressivement recouvert par la transgression qui débuta au Cambrien moyen, mais n'immergea

complètement le môle qu'à l'Ordovicien dans la région de Mortain-Domfront-Couptrain ». Cette brève indication doit être complétée ici pour ne pas créer d'équivoque.

Ce terme de socle évoque une région très ancienne : c'est bien son acception ici.

A ce socle correspond la longue émergence d'une zone continentale jusqu'à l'Ordovicien et la permanence de cette aire de surélévation que Deslongchamps (1864) appelait l'axe du Merlerault, axe qui a séparé le Bassin de Paris en deux zones de faciès différent au Crétacé supérieur : ce qui incite à voir dans cette région une aire permanente d'émersion comme les socles anciens.

Mais le granite d'Athis est plus jeune que ce socle : ceci, je ne le savais pas en 1953. La présence des nombreux grès feldspathiques briovériens dont la masse augmente vers la bordure de cet axe ancien, m'a incité à émettre l'hypothèse qu'ils proviendraient de ce vieux socle.

Je ne saurais dire si ces grès appartiennent au Briovérien moyen ou au Briovérien supérieur, non plus que l'âge de ce granite qui formerait le socle : ce granite pourrait être contemporain de la venue de la diorite de Coutances (première phase orogénique cadomienne).

Le granite d'Athis me paraît être une intrusion postérieure puisqu'il métamorphise le Briovérien supérieur.

QUATRIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CHAPITRE XIV

OBSERVATIONS SUR LA TECTONIQUE

L'étude détaillée des coupes de la vallée de la Laize et de Granville à Avranches nous a déjà familiarisés avec l'aspect général de la tectonique du Briovérien.

J'ai indiqué aussi que les divers niveaux stratigraphiques me paraissent affectés par plusieurs phases orogéniques : principalement par *deux phases cadomiennes* qui ont donné au Briovérien son aspect presque définitif, et par les bombements de *la phase bretonne des plissements hercyniens.*

Les orogénèses postérieures n'ont eu que des répercussions limitées aux fractures qui caractérisent la tectonique cassante des socles anciens.

Dans les divers chapitres relatifs aux niveaux du Briovérien, nous avons aussi remarqué l'existence de différents niveaux tectoniques dont la profondeur correspond habituellement à celle des niveaux stratigraphiques.

Sans doute, l'action des tectoniques postérieures, et spécialement hercynienne, est-elle susceptible de développer un métamorphisme régional plus ou moins poussé, comme je l'ai rappelé à propos de la Hague. Mais ces niveaux tectoniques ont été définis bien plus en fonction des caractères de la schistosité que des caractères pétrographiques. Or la schistosité est un phénomène lié avant tout à la charge statique et par conséquent partiellement indépendant des orogénèses postérieures, sauf dans le cas où un même niveau s'est trouvé émergé en un lieu tandis qu'en d'autres points la sédimentation continuait à s'effectuer au-dessus de lui. Dans une telle hypothèse, il y aura une schistosité différente entre deux des points d'un même niveau stratigraphique; mais cette hypothèse ne concerne en aucune façon le Briovérien situé au nord de l'axe Couptrain-Mortain-Domfront qui a été entièrement exondé avant la transgression cambrienne, le Cambrien étant partout fortement discordant sur ce Briovérien.

Cette remarque montre toute l'importance que comportent des observations sur la schistosité à la suite de l'œuvre magistrale de P. Fourmarier.

Ces considérations m'amènent, en approchant de l'achèvement de ce mémoire, à des vues assez générales sur la tectonique affectant le Briovérien. J'indiquerai :

1° *Le style tectonique du Briovérien;*

2° *Les influences postérieures* dues surtout à la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne;

3° *Les divers niveaux tectoniques.*

Et en conclusion, j'essaierai d'aboutir à la détermination de la part réciproque des diverses influences orogéniques.

§ 1. — LE STYLE TECTONIQUE DU BRIOVÉRIEN

Si l'on considère les coupes détaillées effectuées dans le Briovérien supérieur : coupe de la Laize, coupe de Granville à Avranches, coupe du Pays du Gautier, on constate que toutes présentent un caractère commun : *le serrage des plis.*

Ces plis très pincés se trouvent partout, aussi bien sous les anticlinaux que sous les synclinaux des plissements postérieurs au Cambrien; il n'existe d'ailleurs pas de différence appréciable dans le style tectonique du Briovérien, quelle que soit l'intensité des plissements post-cadomiens affectant les terrains qui le recouvrent, Cambrien ou Ordovicien.

Il semble donc possible d'affirmer que le style tectonique du Briovérien est spécifiquement un style de plis très serrés; tantôt ceux-ci donnent l'aspect de séries isoclinales, assez épaisses, tantôt de séries chiffonnées avec superposition de charnières en une succession apparemment désordonnée, mais où il n'est pas impossible de découvrir une interprétation structurale : ceci n'a été réalisé que très partiellement; un travail persévérant de recherches méthodiques ultérieures devra peu à peu permettre de restituer la vision de la structure générale.

Les séries isoclinales et surtout les couches très redressées (60° à 90°) sont à peu près constantes dans le Briovérien supérieur, sauf dans les charnières. Elles sont moins fréquentes dans le Briovérien moyen et ne se rencontrent qu'exceptionnellement dans le Briovérien inférieur. Au fur et à mesure que l'on descend dans l'échelle stratigraphique, apparaissent des plis très fortement déversés.

On pourrait se demander si les modifications que subit la tectonique cadomienne, selon qu'elle affecte le Briovérien supérieur ou le Briovérien inférieur, sont seulement une conséquence de la profondeur, ou s'il ne s'agirait pas, en plus, de la manifestation de deux phases orogéniques différentes.

Pour ma part, je ne saurais en décider sur ces seules constatations; mais on peut découvrir un argument favorable à la présence de deux phases orogéniques si l'on se réfère aux indications de la stratigraphie qui suppose une émersion antérieure aux tillites, avec probablement surrection de cordillères.

Mais ce dernier point demeurerait encore très hypothétique si nous ne nous référions aux diagrammes des joints. A cet égard, il est vraiment suggestif de constater la différence qui existe entre un diagramme général du Briovérien inférieur ou moyen, et un diagramme du Briovérien supérieur. Le premier est beaucoup plus étalé que le second, ce qui s'interprète ainsi : affectés par un nombre plus grand de joints d'orientation plus divergente, les Briovériens inférieur et moyen montrent qu'ils ont été soumis à un nombre de facteurs mécaniques plus important que dans le cas du Briovérien supérieur dont le diagramme plus ramassé manifeste des facteurs dynamiques moins dispersés, donc selon toute vraisemblance en nombre plus réduit.

Cette remarque, jointe aux observations sur le terrain des variations du style tectonique, et aux déductions de la stratigraphie, m'incite à avancer l'*hypothèse de deux phases orogéniques antécambriennes* et que je propose d'appeler, l'une et l'autre, *cadomiennes* car l'extension relativement réduite des terrains qu'elles affectent ne permet pas de préciser davantage. Les Briovériens inférieur et moyen appartiendraient à la première phase paroxysmale de l'orogénèse cadomienne, le Briovérien supérieur à la seconde; il semble bien qu'on ne doive pas considérer ces phases comme discontinues absolument, c'est d'ailleurs l'opinion que, de plus en plus, les tectoniciens se font des phases orogéniques. En tout cas, cette orogénèse cadomienne qui marque un temps d'arrêt dans la Normandie et le Maine, passe probablement insensiblement aux mouvements bretons dans la région de Gourin.

La répétition fréquente des faciès lithologiques par plissement a parfois incité à comparer les séries du Briovérien à un faciès flysch. Il est incontestable que l'un et l'autre présentent des ana-

logies de structure tout à fait comparables : « Complexes épais, se répétant indéfiniment, et où toute subdivision est impossible » (MORET, 1947, p. 344).

J'ai d'ailleurs antérieurement signalé cette ressemblance à propos du Briovérien de la région de Granville (GRAINDOR, 1950, p. 115).

Cependant je crains que l'emploi de cette désignation de flysch ne crée une équivoque dans l'esprit de ceux qui ne connaissent pas bien la géologie du Massif Armoricain : il me paraît donc utile de donner ici quelques précisions.

Je me permettrai de rappeler d'abord que le terme « flysch » désigne un faciès géologique lié aux phases préliminaires des plissements, précédant les mouvements paroxysmaux de la surrection d'une chaîne de montagne : comme l'ont montré M. LUGEON et É. ARGAND (1921), c'est une formation de géosynclinal en voie d'évolution.

Partout où l'on reconnaît la concordance du Briovérien et du Cambrien, ce qui est bien établi dans certaines régions de Bretagne, ou même lorsque l'on a une faible discordance, comme ont été enclins à le penser, dans le Maine, L. DANGEARD et Ch. BATARD (1935), il pourrait paraître tout à fait logique d'en conclure que, dans ces régions, le Briovérien, au moins le Briovérien supérieur, serait comme le flysch qui prélude à la phase paroxysmale de l'orogénèse bretonne.

Mais l'importance de la discordance qui existe entre le Cambrien et son substratum est vraiment considérable en Normandie; par exemple la discordance angulaire de Rocreux est de 40° pour le pendage et de 30° environ pour la direction; elle témoigne en outre d'une émersion assez longue pour que puisse s'accomplir une pénéplanation importante de tout le Briovérien, avec une rubéfaction assez forte dont le matériel a été repris par les conglomérats cambriens et qui a coloré le Briovérien, « *per descensum* » admet-on généralement.

Ajoutons enfin que cette érosion a été assez intense pour enlever la couverture de roches métamorphiques plissées au-dessus du granite d'Athis sur lequel repose le poudingue cambrien.

C'est là une sérieuse objection pour interpréter en Normandie la deuxième phase orogénique cadomienne comme étant le plissement d'un flysch lié à l'orogénèse bretonne.

Même dans « l'anticlinal du Gautier » décrit par Ch. BATARD, les plis sont aussi serrés que dans la vallée de la Laize, ce qui suggère bien, comme je viens de le rappeler, que cette structure de plis serrés est antérieure aux plissements affectant le Cambrien. Ceci montre que le Maine occupe bien une position tectoniquement intermédiaire et que les phases orogéniques se succèdent sans être simultanées en tous les points.

Le flysch est essentiellement un faciès défini par ses caractères sédimentaires.

J. TERCIER (1947) a montré quels étaient ceux du flysch alpin. En les comparant avec ceux du Briovérien, si on constate dans l'un et l'autre la répétition par plis des grès et schistes en d'interminables séries, par contre l'existence de ripple-marks et de stratification entrecroisée n'existe pas dans le flysch alpin et semble exclure les possibilités de parallélisme. Cependant le flysch à Fucoïdes du Pays Basque correspond à des conditions de sédimentation assez semblables à celles du Briovérien.

On objectera encore que, dans le flysch alpin, il y a des poudingues intra-formationnels que l'on connaît aussi dans l'Infracambrien. Si l'argument est valable pour le poudingue de Gourin (dont la présence est inconnue en Normandie et dans le Maine, donc au nord de la fosse armoricaine de P. PRUVOST (1949), il n'est pas acceptable pour les autres poudingues (Granville, Saint-Germain-d'Ectot, Pont-Landry, Parennes, etc.) dont j'ai démontré l'origine glaciaire.

C'est pourquoi j'ai été amené à admettre que l'*orogénèse bretonne a succédé aux phases de l'orogénèse cadomienne sans solution de continuité dans la fosse armoricaine* (où il est impossi-

ble de distinguer leur action propre), *tandis que ces orogénèses sont nettement interrompues en Normandie par des discordances.* Entre ces termes extrêmes se situent les plissements du Maine où la discordance Cambrien-Briovérien est plus faible qu'en Normandie.

Il existe de plus en Normandie une tectonique propre aux mouvements cadomiens affectant le Briovérien supérieur et appartenant selon moi à la deuxième phase de l'orogénèse cadomienne, si l'on veut bien admettre l'existence d'une première phase antérieure aux tillites. Cette tectonique présente les caractères d'un flysch au sens large du terme car elle correspond à un plissement intense de ce Briovérien supérieur dans une fosse située entre la zone d'affleurements des tillites au nord, et les Coëvrons au sud, le Briovérien supérieur ayant été alors transgressif sur l'aire de surélévation Mortain-Domfront.

Le redressement de l'axe des plis est fréquent : c'est un trait caractéristique de la tectonique propre du Briovérien. Les axes B plongeant de 60° ne sont nullement exceptionnels dans les Briovériens inférieur et moyen, où d'autre part les variations de plongement des axes sont fréquentes (cf. Val de Saire, chap. VII, fig. 19). Dans le Briovérien supérieur, les axes plongent moins fortement et leurs variations de plongement sont moins courantes.

De beaux exemples de plongement d'axes B se voient dans maints affleurements, dont certains sont reproduits dans les photographies annexées à ce mémoire. Je citerai ceux de Saint-Martin-d'Aubigny (X^1) où l'axe est subvertical, de la Lande des Vardes (X^{2a}) où l'axe plonge de 65°, de Sainte-Marguerite-d'Elle (X^{2b}) où le plongement est de 60°.

Parfois il peut se faire qu'un second axe se dessine à l'affleurement (observation faite à Mouteil), mais je l'ai rarement observé.

§ 2. — TECTONIQUES SURIMPOSÉES

Après avoir insisté sur le style propre de la tectonique antécambrienne, je voudrais montrer ici comment l'observation permet de constater l'action des orogénèses postérieures, et notamment celle de la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne pendant laquelle le Briovérien supérieur a pu encore subir quelques déformations importantes; pendant les orogénèses suivantes (postbretonnes), le Briovérien s'est comporté comme un socle rigide que n'a affecté qu'une tectonique cassante.

1. ACTION DE L'OROGÉNÈSE BRETONNE.

Un exemple particulièrement net permet de différencier cette action de l'influence des orogénèses antérieures.

Il est pris dans le Pays du Gautier où l'on constate que l'anticlinal cambrien, avec ses flancs nord et sud convergents, indique un axe du pli plongeant vers l'est. Par ailleurs, j'ai montré que les axes des plis du Briovérien plongent vers l'ouest (cf. chap. XII).

Telle est la différence remarquable qui souligne la distinction absolue des deux orogénèses.

Je rappellerai aussi les coupes déjà étudiées de la vallée de la Laize et des falaises de Saint-Pair-sur-Mer.

Déjà affectées de plis serrés et très redressés au Briovérien, les couches subissent, sous l'action tectonique postérieure un réajustement dont la courbure générale tend à se subordonner plus ou moins parallèlement à la courbure des couches cambriennes. Les couches briovériennes marquent

ainsi soit une tendance à former une voûte anticlinale prenant l'aspect d'un anticlinorium dans les anticlinaux cambriens (cf. anticlinal de Fresney-le-Puceux), soit la tendance inverse sous les synclinaux cambriens (ainsi sous l'extrémité ouest du synclinal de la zone bocaine à Saint-Pair-sur-Mer.)

Au voisinage du contact avec le Cambrien, le Briovérien devient parfois plus plissoté, tendant même à se disposer en plis transversaux (j'ai décrit ce phénomène dans la vallée de la Laize).

Tantôt la direction générale du Briovérien peut n'être nullement modifiée, tantôt elle peut se mouler sur le Cambrien ou sur les terrains postérieurs.

Ce dernier cas se remarque près de la zone bocaine, mais de façon plus évidente encore au sud de l'axe Domfront-Couptrain où le Briovérien devient complètement parallèle à l'Ordovicien.

Il est encore prématuré d'avancer une explication certaine de ce dernier phénomène, mais il est permis de penser que cette orientation est provoquée par une disposition antérieure du socle. Cette hypothèse est corrélative de celle que j'ai émise au sujet de l'existence d'un granite qui aurait fourni les feldspaths du Briovérien de cette région.

Dans l'ensemble, il faut reconnaître que *la direction du Briovérien est sensiblement modifiée par les mouvements bretons* et prend une orientation fréquemment en dépendance de celle du Cambrien, comme par exemple le grand axe tillitique que l'on peut suivre à peu près parallèlement à la courbure de la zone bocaine.

2. ACTION DES OROGÉNÈSES POST-BRETONNES.

Postérieurement aux plis bretons, le Briovérien n'est affecté que par une tectonique cassante avec de nombreuses failles.

Certaines sont extrêmement importantes, comme celle que l'on connaît à Mesnil-Aubert et qui paraît se retrouver à Bréhal et se prolonger vers Granville.

D'autres ont été décelées grâce à un contact stratigraphique anormal avec des terrains d'âge bien connu. Telles sont les failles des environs de Tessy-sur-Vire et Mesnil-Raoult, au nord de la zone bocaine, celles de la bordure du synclinal de Montmartin-sur-Mer, celles des grès de Lessay près de Munéville-le-Bingard, et enfin celles du Val de Saire dont Cl. Pareyn a constaté le prolongement dans le Permo-Trias [1].

Dans la Hague et à Saint-Germain-le-Gaillard, ces failles ont été indiquées par A. Bigot (Carte géologique n° 16, Les Pieux).

§ 3. — NIVEAUX TECTONIQUES

On sait que P. Fourmarier distingue les niveaux tectoniques en fonction du développement de la schistosité dont il indique les divers degrés : schistosité de fracture, puis schistosité de flux; lorsque la charge augmente, la schistosité étant liée à la charge (1923), il se produit une évolution plus poussée : dans les zones profondes où la charge est élevée (1951), apparaît le microplissement et, plus profondément encore, la foliation.

[1] Renseignement communiqué oralement à l'auteur.

Ces divers niveaux sont connus dans le Briovérien. L'appréciation de la limite entre la schistosité de fracture et la schistosité de flux est assez difficile à trancher sur le terrain dans bien des cas. C'est pourquoi il m'a paru nécessaire de préciser le sens dans lequel j'emploierai ces termes de schistosité de fracture et de flux.

J'appellerai *schistosité de fracture* dans le Briovérien celle qui affecte la roche en produisant le débitage parallèle bien connu sans produire d'important halo d'étirement, bien que ce halo existe toujours plus ou moins dans le Briovérien. La schistosité de fracture de l'X est donc située à la limite du front inférieur de la schistosité de fracture définie par P. Fourmarier.

Cela entraîne une réduction de la zone de schistosité de flux dans l'X par rapport à la définition qu'en donne P. Fourmarier. Cette petite modification m'a paru s'imposer parce que précisément la schistosité de fracture, telle que je l'ai définie ici, correspond sensiblement au Briovérien supérieur.

La schistosité de flux affecte le Briovérien moyen dans les phyllades de Cantilly ou de Couvains, et dans les grès de Rampan et de Villiers-Fossard.

Le microplissement apparaît déjà dans le Briovérien moyen : on en connaît par exemple à Sainte-Croix-de-Saint-Lô. Dans les phtanites on a tantôt une schistosité de fracture, tantôt du microplissement; étant donné la différence de dureté entre ce matériel et les autres roches du Briovérien moyen, cela me semble bien confirmer la position inférieure de ces phtanites.

Dans le Briovérien inférieur du complexe des roches amphiboliques, il est vraisemblable que la nature des roches d'une part, l'écrasement et la surimposition des tectoniques postérieures d'autre part, rendent malaisées les observations de ces phénomènes : en tout cas je n'en ai pas fait de décisives.

Dans la région de la Hague, les niveaux stratigraphiques rencontrés en Basse Normandie se retrouvent, mais avec des caractères plus accentués comme si l'intensité de la schistosité était d'un degré supérieur, les microplissements se rencontrant dans tout le Briovérien supérieur aux phtanites. Je pense pourtant qu'il faut admettre que les phtanites de la Hague sont de même âge que ceux de Basse Normandie car la succession du complexe auquel ils appartiennent est identique (amphibolites, phtanites, schistes et grès). Les amphibolites bordent, on l'a vu, le noyau anticlinal de Jobourg où la zone des migmatites présente une véritable zone de foliation. Mais la foliation apparaît bien avant : elle se trouve déjà près du niveau des phtanites à Landemer. Ceci doit nous inciter à toujours étudier cette région de la Hague en tenant compte du fait très particulier de l'intensification des actions dynamiques (charge ou poussée).

Ces remarques concernant les divers niveaux de la schistosité montrent qu'antérieurement au Cambrien ces niveaux existaient à peu près tels que nous les connaissons, au moins dans les Briovériens inférieur et moyen puisque leurs roches, toujours affectées d'un métamorphisme général plus ou moins poussé, se retrouvent en galets témoignant de cet état de la roche non seulement dans le poudingue de base du Cambrien, mais encore dans les tillites.

Il faut cependant remarquer que les tectoniques postérieures ont développé le métamorphisme ou fait descendre le niveau tectonique : cela se voit en particulier dans la Hague où le chevauchement du Briovérien sur le Cambrien est dû à une action postérieure.

Un autre fait doit aussi s'interpréter comme consécutif à une tectonique postérieure : le développement des ardoisières. Je suggérerai à cet égard qu'il n'est pas impossible que ces ardoisières soient situées dans des zones anticlinales de plis postérieurs aux mouvements cadomiens, et probablement aux mouvements bretons qui ont davantage affecté le Briovérien. Si les ardoisières sont davantage réparties vers l'est et le sud du Massif Armoricain, c'est que d'ouest en est et du nord au sud la sédimentation paléozoïque est de plus en plus épaisse, ce qui coïncide d'ailleurs avec l'esquisse paléogéographique de P. Pruvost (1949, fig. 1).

§ 4. — CONCLUSIONS

Ainsi nous pouvons conclure à l'existence d'un *style tectonique spécifiquement briovérien.*

De plus, nous avons vu l'action relativement minime des plissements ultérieurs qui auraient de moins en moins affecté le Briovérien; *celui-ci s'est comporté comme un vieux socle et n'a subi qu'une tectonique cassante : seuls les plissements bretons ont pu modifier les directions des couches de l'X* et leur imprimer des voussures parallèles à leur propre direction.

Je pense aussi que le Briovérien a été affecté avant le Cambrien par deux phases orogéniques principales et que peut-être la partie inférieure du Briovérien moyen des étages de la Lande des Vardes (phtanites) et de Villiers-Fossard (horizon de Saint-André-de-l'Épine) n'ont accédé au microplissement qu'après le dépôt du Briovérien supérieur.

CHAPITRE XV

CORRÉLATIONS ENTRE LE BRIOVÉRIEN NORMAND ET LES TERRAINS ANTÉCAMBRIENS D'AUTRES RÉGIONS

§ 1. — COMPARAISONS AVEC LA BRETAGNE

Nous n'avons pas été sans remarquer, dans le chapitre consacré à l'étude historique du développement de nos connaissances sur le Briovérien, combien les progrès de ces connaissances en Normandie étaient liés à ceux accomplis en Bretagne. Certes, nous avons assisté à des fluctuations qui montrent combien complexe et ardu était le problème, pourtant peu à peu la lumière jaillit des discussions auxquelles d'éminents géologues ont pris part.

C'est pourquoi, au terme de cette étude du Briovérien du nord-est du Massif Armoricain, il m'a paru nécessaire de faire un rapprochement avec ce qui a été observé en Bretagne, partie géographiquement la plus proche des terrains étudiés dans ce mémoire.

Je conviens que l'absence de fossile caractéristique demeure une sérieuse difficulté qui impose d'établir des comparaisons de faciès lithologiques où notamment les poudingues seront appelés à jouer un rôle important en raison de leur caractère si particulier qui permet de les différencier au milieu de séries si malaisées à déchiffrer.

L'examen de la carte géologique que j'ai donnée des niveaux du Briovérien (cf. carte générale), rapprochée de la carte géologique au 1/320 000 Cherbourg-Rennes, montre de façon saisissante une profonde identité entre la Normandie et la Bretagne par l'existence d'une région anticlinale commune où la diorite de Saint-Brieuc-Coutances paraît occuper une position axiale, flanquée de part et d'autre de roches amphiboliques pour lesquelles j'ai proposé d'adopter, pour la Normandie comme en Bretagne, le nom d'*Étage d'Erquy*.

La position des phtanites présente aussi des analogies certaines, mais en Bretagne P. Pruvost et G. Waterlot (légende de la feuille n° 59 Saint-Brieuc au 1/80 000) ont pu distinguer trois niveaux de phtanites (région de Binic) : en Normandie, je n'ai pu établir cette distinction et n'ai pu qu'observer des répétitions par plis de ces phtanites (Val de Saire) ; par ailleurs j'ai noté que ces roches sont associées en Normandie au complexe des « phyllades de Saint-Lô » (*sensu stricto*) que, par souci de précision, j'ai appelé *Étage de Villiers-Fossard*.

Lorsque l'on aborde le problème des poudingues, incontestablement la comparaison devient ardue : c'est ce qui explique que la discussion ait opposé longtemps les tenants de la position classique de Michel-Lévy, Œhlert, Bigot, etc. à ceux de la théorie de Ch. Barrois, reprise et révisée par P. Pruvost.

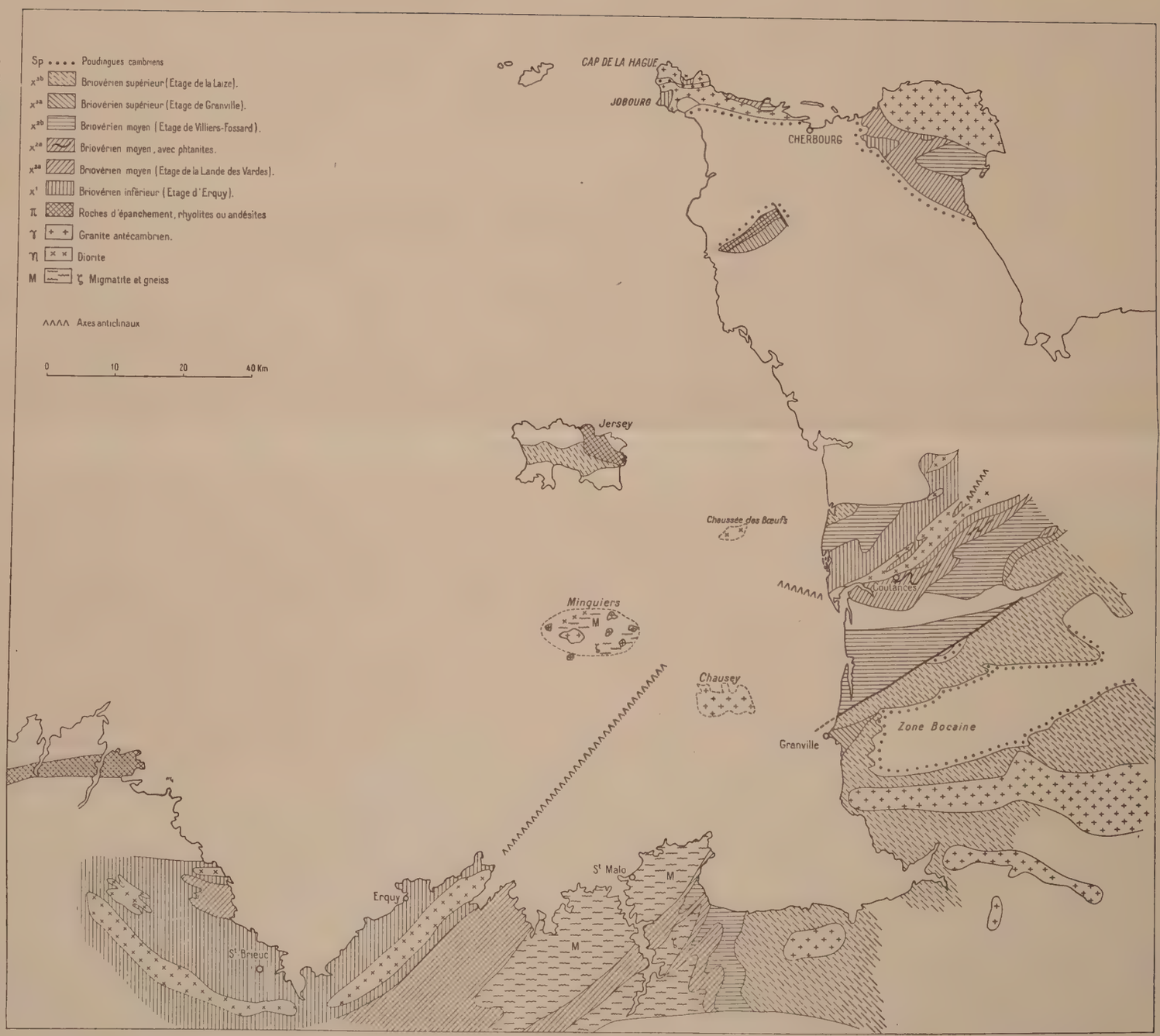


FIG. 39. — *Carte schématique montrant les relations entre le Briovérien de Normandie et celui de Bretagne*

Mais peu à peu, la persévérance des recherches tend à rapprocher les points de vue. Il me semble bien évident que nous devons reconnaître que Ch. Barrois et P. Pruvost ont eu raison de placer *le poudingue de Gourin sensiblement au même niveau stratigraphique que le poudingue de Rocreux :* c'est la même conclusion à laquelle j'aboutissais à la fin d'une étude préliminaire sur la glaciation au Briovérien (Graindor, 1954).

La transgression cambrienne, partie du nord du Cotentin, a progressé vers le sud probablement beaucoup plus lentement que ne l'ont pensé les partisans de la théorie d'Œhlert sur les poudingues pourprés. Ces derniers forment, à mon avis, un même horizon sédimentaire et non stratigraphique : le poudingue pourpré n'a certainement pas partout le même âge, même dans le Cotentin où je considère qu'il est un peu plus ancien qu'à Rocreux, ce qui, *a fortiori*, explique sa position stratigraphique beaucoup plus élevée dans le Maine et la Bretagne où il forme le poudingue de Montfort (cf. poudingue de Sigournais en Vendée). J'admets avec P. Pruvost que le poudingue de Gourin, avec ses caractères pétrographiques et sédimentaires, est l'écho des mouvements cadomiens qui, se répercutant dans la fosse centrale armoricaine, ont donné des poudingues intraformationnels (P. Pruvost, 1949, p. 350). Le poudingue de Gourin est donc d'un âge postérieur aux tillites connues en Normandie.

Il me reste à traiter du problème des autres poudingues de Normandie et de Bretagne.

Leur appartenance aux tillites du Briovérien me paraît un fait établi en Normandie. Pour le Maine, j'ai montré qu'il n'était pas impossible que les poudingues de Pont-Landry et Parennes soient postérieurs à la tillite car je crois qu'il y a eu un peu de remaniement : j'ai d'ailleurs indiqué deux solutions possibles, soit que ces poudingues aient été apportés par des glaces flottantes, soit que ces formations à galets aient été dues à des phénomènes de thixotropie. Quelle que soit la solution que l'on préfère, la conclusion est la même : *ces poudingues sont liés à la glaciation de l'Infracambrien.*

P. Pruvost (1954, p. 24) objecte que les poudingues-tillites du Briovérien supérieur ne contiennent pas de galets de granites anciens : le poudingue de Granville en possède; celui de Saint-Germain-d'Ectot m'en a donné aussi, ainsi que des galets de diorite et de roches de l'Étage d'Erquy. Ce n'est pas, à mon avis, un argument dirimant contre mon hypothèse. J'abandonnerai plus volontiers celle que j'ai proposée (1954) de l'antériorité des poudingues de Normandie à ceux du Maine lorsqu'il sera prouvé que ces derniers (Pont-Landry et Parennes) sont vraiment identiques à ceux de Granville et Saint-Germain-d'Ectot, ce qui ne coïncide pas avec ce que j'ai observé jusqu'ici.

Le meilleur argument serait la démonstration que le poudingue de Plusquellec et celui de Granville soient identiques. Déjà je suis convaincu que le poudingue de Cesson et peut-être celui de Locquirec, que j'ai moins étudié que celui de Cesson, sont attribuables à une origine glaciaire. Quant à celui de Plusquellec, doit-il se situer au niveau des tillites ou bien des formations postglaciaires ou périglaciaires? Un examen morphoscopique et une analyse granulométrique pourraient en décider. Mais la frappante ressemblance des formations de Plusquellec avec les formations consécutives à la glaciation est remarquable : y compris les phénomènes de lessivage donnant des poudingues francs. Il est du plus grand intérêt de savoir que la glaciation de l'Infracambrien connue au nord, tant en Écosse qu'en Finlande, et dont les traces se retrouvent dans le nord-est du Massif Armoricain, se répercute dans la partie centrale de ce massif.

P. Pruvost a défini en Bretagne l'Infracambrien inférieur situé sous le poudingue de Gourin. On sait que ce savant auteur a donné à sa définition une signification à l'échelle mondiale. Je voudrais pouvoir préciser la place du Briovérien du nord-est du Massif Armoricain dans l'Infracambrien. La définition que j'ai proposée de l'Étage d'Erquy, basée sur la comparaison avec la Bretagne, semblerait appeler logiquement sa classification dans l'Infracambrien inférieur de P. Pruvost. Mais comme ce savant place le poudingue de Granville sous les phtanites de Lamballe, alors que je

considère que le poudingue de Granville, de même que la formation de Saint-Germain-d'Ectot, est stratigraphiquement supérieur, non seulement au Briovérien à phtanites (X^{2a}), mais même à une partie des Phyllades de Saint-Lô (je rappelle que les Phyllades de Saint-Lô au sens strict sont ceux de l'étage de Villiers-Fossard X^{2b}), cela crée, on le voit, une différence d'interprétation qui rend difficile la conciliation de la définition de l'Infracambrien avec la classification adoptée ici : le Briovérien supérieur étant en effet pour P. Pruvost, Acadien ou Géorgien, *supérieur* au Poudingue de Rocreux et le Briovérien supérieur tel que je le définis dans l'Étage de Granville (X^{3a}) ou celui de la Laize (X^{3b}) étant *sous* l'importante discordance de Rocreux. En conséquence, je ne vois pas, dans l'état actuel de nos connaissances, comment je pourrais assimiler le Briovérien du nord-est du Massif Armoricain à l'Infracambrien tel que P. Pruvost le définit, puisque je considère comme Infracambrien le Briovérien supérieur.

§ 2. — COMPARAISONS AVEC D'AUTRES RÉGIONS

Comme je l'ai déjà rappelé, la tillite de l'Infracambrien nous incite à placer la base du Briovérien supérieur au niveau des tillites connues dans le nord de l'Europe (Éocambrien de Scandinavie, Dalradien d'Écosse).

Cette tillite de l'Infracambrien m'est apparue discordante sur les phtanites de Quibou, en Normandie, mais dans un affleurement trop médiocre pour en établir une démonstration péremptoire : cependant, comme je l'ai rappelé ci-dessus, je crois que cette discordance existe.

Il est intéressant à cet égard de faire une comparaison avec ce qu'on observe dans un pays où les roches sont aussi bien exposées que dans le domaine de l'anti-Atlas.

Or on constate que le Précambrien III (défini par G. Choubert, 1952) contient deux faciès bien caractéristiques : une tillite et des éruptions volcaniques dont on a constaté l'existence dans le Briovérien normand.

La tillite a été découverte au cours de notre excursion au Maroc en 1952 à l'occasion du XIX^{e} Congrès géologique international. Cette découverte a été publiée en 1953 (L. Cahen, G. Choubert, J. Hindermeyer, H. Hollard, 1953, p. 1291) ; sur le terrain j'avais d'ailleurs partagé l'opinion de ces auteurs.

D'autre part, G. Choubert a signalé (1952, p. 91) que le Précambrien III ou série de Ouarzazate contient des coulées volcaniques, produits de projection, cinérites et brèches, qui s'intercalent dans des dépôts continentaux : or j'ai fait la même observation dans la région de Saint-Germain-le-Gaillard.

Étant donné que les tillites, ainsi que les formations volcaniques, sont situées, en Normandie, entre le Briovérien moyen et le Briovérien supérieur, il en découle inévitablement l'hypothèse que le Briovérien supérieur serait comparable au Précambrien III. D'ailleurs G. Choubert (1952, p. 84) admet que le Précambrien III de l'anti-Atlas comprend des formations continentales à sa base.

Ce même auteur, en essayant de paralléliser le Précambrien du Maroc et celui de l'A.O.F., en a déduit la présence de trois cycles orogéniques majeurs qui suppose « une généralité » de ces cycles « à travers le monde entier » (G. Choubert, 1947). C'est d'ailleurs cette manière de voir que j'ai adoptée lorsque j'ai indiqué la ressemblance du Briovérien supérieur de Normandie avec l'étage sturtien des séries de l'Adélaïde (Australie) (M. Graindor, 1954).

J'ajouterai ici qu'il existe une certaine analogie entre l'ensemble du Briovérien moyen terminal et des tillites de Normandie, et la base du Cambrien marin de l'Ouest africain avec un épisode continental marqué par des grès feldspathiques ou une tillite (R. Furon, 1947, p. 234 et 1950).

Des travaux de G. Choubert (1952), je retiendrai enfin une autre observation : le rôle du métamorphisme général qui, maximum dans le Précambrien I, décroît dans le Précambrien II. Cette constatation faite dans un pays aux affleurements bien dégagés, aux discordances visibles, constitue un argument en faveur de la distinction des degrés de métamorphisme auxquels j'ai eu recours.

CHAPITRE XVI

ACQUISITIONS NOUVELLES DANS LA CONNAISSANCE DU BRIOVÉRIEN

Au terme de ce mémoire sur le Briovérien dans le nord-est du Massif Armoricain, je voudrais résumer les résultats acquis et rappeler en quoi ils constituent une nouveauté et un progrès des connaissances de ce Briovérien dont on n'avait jamais encore entrepris l'étude d'ensemble en Normandie.

Cet ouvrage ne prétend être qu'un travail précurseur à ce que devra être l'étude de l'X de la carte : plusieurs faits nouveaux y sont consignés, mais bien des hypothèses attendent encore une justification qui les fasse passer dans le domaine des certitudes; c'est pourquoi j'ai le sentiment de n'avoir fait que placer des jalons destinés à indiquer l'orientation future que devront prendre les recherches systématiques sur le Briovérien avec quelques chances de succès.

1. MÉTHODES D'ÉTUDE DU BRIOVÉRIEN.

En ce domaine, je pense avoir montré le profit qui peut être tiré des *méthodes de géologie structurale,* ce qui n'avait pas encore été fait pour étudier le Briovérien.

J'ai sélectionné les méthodes qui m'ont paru les plus propres à donner des résultats; d'autres pourront s'y adjoindre au fur et à mesure des inventions, mais d'ores et déjà on constate les possibilités considérables d'une étude détaillée à l'aide de ces méthodes : l'œuvre est longue et nécessiterait qu'une équipe de chercheurs soit orientée vers ces investigations systématiques, si l'on croit souhaitable d'obtenir une connaissance approfondie du Briovérien.

2. NIVEAUX TECTONIQUES.

L'étude de la schistosité sous ses diverses formes a permis d'établir la *superposition des divers fronts de schistosité.* Étant donné que celle-ci affecte des roches qui se sont trouvées, après le Briovérien, dans des conditions sensiblement identiques du point de vue mécanique, cette schistosité, dans l'état où nous l'observons, est due, pour l'ensemble du Briovérien situé au nord de la zone bocaine, à la même charge statique s'exerçant au-dessus du Briovérien (charge des couches paléozoïques à partir du Cambrien). Les divers fronts correspondent donc, dans l'ensemble, à une schistosité propre du Briovérien. Il est donc possible d'utiliser cette donnée pour essayer de retrouver la succession des divers horizons stratigraphiques.

La pétrographie a apporté des résultats complémentaires, encore que son interprétation soit délicate car le métamorphisme général est lié au plissement et par conséquent varie avec la

profondeur à laquelle la roche a été amenée par les orogénèses postérieures aux cadomiennes, ce qui diminue la valeur des arguments qu'on pourrait vouloir trouver dans la seule pétrographie pour l'étude de la tectonique du Briovérien.

3. NIVEAUX STRATIGRAPHIQUES.

Il existe cinq niveaux stratigraphiques dans le Briovérien, correspondants à la division en Briovérien inférieur, moyen et supérieur.

Briovérien inférieur : *Étage d'Erquy (X^1).*

Comprenant des amphibolites, puis des roches basiques passant vers le haut à des coulées plus acides près du niveau des phtanites.

Briovérien moyen : *Étage de la Lande des Vardes (X^{2a}).*

J'y ai distingué les phtanites proprement dits, des quartzites riches en matière charbonneuse, des schistes graphiteux et des schistes tendres (comme en Bretagne).

Étage de Villiers-Fossard (X^{2b}).

Comprenant trois horizons stratigraphiques :

— de Saint-André-de-l'Épine,
— de Rampan,
— de Cantilly.

Briovérien supérieur : *Étage continental des Tillites (X^{3a}) et des épanchements de Saint-Germain-le-Gaillard.*

Aux tillites succèdent soit latéralement (périglaciaires), soit verticalement (postglaciaires), les poudingues du Maine.

Étage de la Laize (X^{3b}).

Comprenant un horizon remarquable : les grès calcareux; ce niveau, relativement mince, est un repère stratigraphique important et suit la direction générale de l'axe des tillites.

J'aurais souhaité pouvoir donner une carte stratigraphique complète, étendue à toutes les régions que j'ai étudiées, mais cela aurait exigé encore de très nombreuses années de recherches. Il faudrait examiner de manière très détaillée tous les affleurements et posséder des moyens matériels et financiers moins réduits que ceux du chercheur isolé dont l'outillage de terrain est insuffisant pour sonder ou décaper les endroits où les affleurements sont complètement masqués.

4. AXE DES TILLITES INFRACAMBRIENNES.

Les tillites découvertes en plusieurs localités forment un niveau d'une grande importance stratigraphique. Elles divisent le Briovérien en deux grands groupes, les roches antérieures aux tillites étant connues par les galets qu'elles fournissent à ces tillites.

A Granville, la tillite marine repose sur un sédiment calcareux ayant quelque analogie avec les boues marines au large du Spitzberg. De plus elle est située dans un anticlinal briovérien

permettant de définir sa position par rapport aux roches de Donville et de Saint-Pair-sur-Mer d'où on peut conclure à l'existence d'un niveau post-tillitique (X^{3b}).

Les analogies de faciès m'ont amené à reconnaître dans la vallée de la Laize, dont la coupe est des meilleures, le Briovérien supérieur et à l'y définir.

A Saint-Germain-d'Ectot, la fraîcheur des galets permet une démonstration indiscutable de leur origine glaciaire.

Les tillites du Briovérien se répartissent suivant une direction que j'ai appelée l'axe des tillites.

5. GRANITES DU BRIOVÉRIEN.

Il existe au moins deux venues granitiques antécambriennes qui coïncident probablement avec les périodes terminales des deux phases orogéniques cadomiennes. On connaît des témoins certains de ces venues : de la dernière phase intrusive date le granite d'Athis dont j'ai démontré l'âge antécambrien — supposant d'ailleurs qu'il existe d'autres granites du même âge — et de la phase intrusive précédente date la diorite de Coutances.

Il se pourrait même qu'il existe un granite plus ancien encore dans la Hague, antérieur à l'Étage d'Erquy, ce qui porterait à trois le nombre des périodes de formation des granites.

6. CORRECTION CARTOGRAPHIQUE.

Au cours de mes recherches sur le Briovérien, j'ai signalé avec L. Dangeard (1951) la structure du Briovérien dans la zone bocaine de Pontfarcy, faisant ressortir la présence d'une lame anticlinale de Briovérien entre deux synclinaux cambriens.

La découverte de phtanites à Mesnil-Aubert entraîne aussi une petite correction cartographique.

Enfin la plus importante concerne l'extension du Briovérien au sud de Saint-Vaast-la-Hougue.

7. PHTANITES ET MICROFOSSILES.

Les phtanites forment un niveau important à la base du Briovérien moyen. Un certain nombre d'affleurements en étaient connus. J'en ai découvert de nombreux autres, tant dans le Val de Saire qu'entre Coutances et Littry.

On ne connaissait jusqu'ici dans ces phtanites que des traces organiques charbonneuses attribuées à des Radiolaires (L. Dangeard : 1952).

J'ai découvert d'autres organismes dans ces mêmes roches (voir appendice I).

CINQUIÈME PARTIE

APPENDICES

APPENDICE I

MICROPALÉONTOLOGIE

§ 1. — HISTORIQUE

De tout temps, les terrains du Briovérien ont été réputés pauvres en fossiles : « Pistes de Vers et Radiolaires (phtanites de Lamballe) sont les seules traces d'organismes actuellement connues dans ces terrains ». (P. Pruvost, 1949, p. 348).

Et pourtant Lebesconte (1886) avait signalé l'existence d'autres organismes dans les schistes de l'X, il les avait décrits sous les noms de *Montfortia* et *Neantia,* du nom de leur pays d'origine. Mais peu à peu le doute avait jeté le discrédit sur cette découverte, en dépit des forts belles planches qui la figuraient.

Surtout, la remarquable découverte par L. Cayeux (1894) d'organismes qu'il décrivit comme étant des Radiolaires, produisit une telle sensation dans le monde qu'elle éclipsa les autres découvertes antérieures qui furent d'ailleurs toujours discutées.

En Normandie, on ne possédait aucun argument paléontologique sérieux jusqu'à la découverte par L. Dangeard de traces franchement organiques et qu'après plusieurs années d'hésitation il se décidait à mentionner très succinctement comme traces attribuées à des Radiolaires (1952).

Fig. 40. — *Aspect des traces d'organismes attribuées à des Radiolaires par* L. Dangeard (1952)
Dessin exécuté par l'auteur d'après les lames 248-249

1. Coupe faite perpendiculairement au plan de stratification ; gross. 70;
2. Coupe faite suivant le plan de stratification ; gross. 70 ;
3. Aspect d'un des organismes de la coupe 1 ; gross. 900;
4. Aspect d'un des organismes de la coupe 2 ; gross. 900.

La même année, A. Philippot (1952) annonçait sa découverte de Dictyospongidés et de Lyssacines dans le Briovérien de Bretagne; il exposait en outre la technique fort intéressante qu'il avait mise au point et qui lui avait permis ses observations. Cette découverte rejoint les observations de Lebesconte qu'elle confirme : la découverte de Lebesconte n'aurait donc pas été le fruit de son imagination : les *Neantia* sont des Spongiaires calcaires, les *Montfortia* des Spongiaires siliceux.

Rappelons enfin que G. Deflandre (1949, p. 351) émit un doute sur l'attribution des microorganismes de L. Cayeux à des Radiolaires et proposa de « les classer à côté des Microhystricosphères ».

A la suite de ma découverte dont je lui fis part, G. Deflandre écrivit (1955) : « Pour faciliter les références à ces organismes, j'ai pris la décision de les faire rentrer dans la Nomenclature. Ma longue hésitation à prendre cette décision a été levée par l'examen de phtanites briovériens qui m'ont été soumis par M. J. Graindor, dans lesquels celui-ci a découvert divers restes d'organismes se présentant sous des aspects variés ».

§ 2. — MICROORGANISMES

A. *Spongiaires.*

A la suite de la découverte de A. Philippot (1952), je n'ai pas manqué de rechercher plus activement encore s'il existait des fossiles analogues dans le Briovérien. Mais jusqu'ici les résultats ont été nuls, ce qui n'infirme en rien ce que A. Philippot a découvert mais peut s'expliquer soit par une différence de province stratigraphique, soit non moins vraisemblablement par l'insuffisance des recherches auxquelles je n'ai pu consacrer tout le temps nécessaire.

Pourtant l'abondance de la pyrite dans certaines roches du Briovérien ne peut que laisser présager d'heureux résultats.

B. *Radiolaires.*

La mise au point de G. Deflandre (1949) à propos des « prétendus Radiolaires » de L. Cayeux m'amène à une précision. Me ralliant au point de vue de G. Deflandre, j'admets que les organismes décrits par L. Cayeux ne sont pas des Radiolaires : mais l'existence de ces organismes dans le Briovérien normand n'en est pour cela ni infirmée, ni confirmée.

L. Dangeard (1952) a signalé leur présence dans les phtanites. J'ai examiné deux des meilleures lames qui furent l'objet de cette découverte et que mon Maître me confia pour enrichir ma collection (Lames 248 et 249). L'aspect général en lentilles étirées de traces charbonneuses évoque incontestablement l'allure de certaines radiolarites où cet aspect lenticulaire est assez caractéristique. Sous un plus fort grossissement, on observe un magma charbonneux représentant l'organisme présumé; parfois même on devine qu'il peut y avoir eu un réseau (cf. fig. 40). En sorte que l'hypothèse de la présence de Radiolaires est admissible, mais rien ne la confirme.

Néanmoins, étant donné d'une part qu'il a été déjà question de l'existence de Radiolaires dans le Précambrien (tous les traités classiques citent à l'envi la découverte de L. Cayeux) et d'autre part que L. Dangeard a signalé des Radiolaires dans les phtanites briovériens de Normandie, *j'insiste sur la distinction qui doit être faite entre deux types d'organismes totalement différents* afin qu'à l'avenir ne se produise pas quelqu'une de ces confusions qui déconcertent les non-initiés.

Je considère donc qu'on ne doit parler de Radiolaires que pour les traces d'organismes que L. Dangeard (1952) a signalées et dont les dimensions se rapprochent de celles des Radiolaires, actuels ou fossiles, connus avec certitude. La ressemblance des phtanites briovériens de Normandie avec les radiolarites est l'un des meilleurs arguments qui justifie l'interprétation de L. Dangeard.

C. ***Découverte d'organismes analogues à ceux décrits par L. Cayeux.***

L. Cayeux est le premier à avoir découvert dans le Précambrien de Bretagne des micro-organismes bien conservés. Après s'être référé aux travaux de Rust (1892, p. 118) et avoir discuté avec cet éminent spécialiste, ainsi qu'avec Hinde, L. Cayeux a cru pouvoir affirmer qu'il s'agissait de Radiolaires.

G. Deflandre (1949) conteste, je l'ai rappelé, cette détermination.

Pour ma part j'ai observé des organismes incontestables. Étant donné l'incertitude de leur genre, je juge préférable de me borner à en donner la description.

Ces organismes sont analogues à ceux de L. Cayeux; leur taille, rappelons-le, est très petite, elle n'excède pas 20 microns, mais peut varier du simple au double. L. Cayeux note, d'ailleurs, dans la préparation qu'il a décrite : « Quand on examine cette préparation avec les grossissements ordinairement employés pour l'étude des Radiolaires, on remarque à peine les sphérules de petites dimensions dont il est impossible de fixer la nature. Cet examen avec de faibles objectifs a l'avantage de montrer que ces sphérules sont distribuées dans les roches d'une façon très inégale » (L. Cayeux, 1894). Ainsi il faut utiliser de forts objectifs : l'étude ne peut se faire qu'à l'immersion.

Comme L. Cayeux l'avait constaté dans ses préparations, j'ai constaté dans les miennes que les organismes se présentent souvent groupés en nids.

Voici les divers groupes de formes que j'ai distingués dans mes préparations (au nombre de 83).

1. *Bulles constituées par un milieu réfringent voisin de l'unité.* — Ces bulles sont à l'intérieur de la roche, ce ne sont pas des « *arte facta* ». Autour de ces bulles dont le diamètre est de l'ordre de 8 à 10 μ, s'agglutinent des débris qui, par leur aspect, s'apparentent à des traces d'organismes plutôt qu'à des fragments de cristaux. Ces traces pourront paraître douteuses. Mais j'ai constaté à plusieurs reprises, en particulier dans les phtanites de Quibou, que certains organismes (voir ci-après ceux du 2e type) possèdent incontestablement une membrane épaisse d'une fraction de micron qui emprisonne une bulle identique à celles que je signale ci-dessus (ces bulles sont de même taille et de même réfringence dans tous les cas où je les ai observées).

2. *Organismes sphériques à paroi lisse.* — Ces organismes que G. Deflandre place dans le genre *Palaeocryptidium,* ont des dimensions variant entre 5 et 14 μ; leur forme est le plus souvent sphérique; parfois on observe des formes elliptiques qui me paraissent dues à une déformation. Généralement, ces organismes sont formés d'une sphère unique, j'ai cependant rencontré des cas d'organismes bilobés (cf. fig. 41, Lame 198).

L'aspect de ces organismes est le plus souvent grisâtre, parfois la bulle intérieure prend un reflet verdâtre; la membrane, toujours sombre, a une épaisseur de 1/4 à 1/2 micron; elle peut parfois être complètement transformée en matière charbonneuse. Ce genre est assez bien représenté.

3. *Organismes à corps sphérique, présentant des cornes ou appendices.* — Après avoir exclu un grand nombre d'apparences incertaines, il reste un nombre appréciable d'organismes nettement pourvus de cornes ou appendices. Plusieurs présentent de plus une perforation d'un diamètre d'environ 1 μ.

G. Deflandre n'exclut pas qu'ils puissent se rattacher au genre *Palaeocryptidium.* J'ai observé différentes formes d'appendices :

— formes d'entonnoir, évasé vers l'extérieur de la sphère;
— bourgeonnements hémisphériques soudés sur la sphère;
— cornes à pointes tournées vers l'extérieur.

Les teintes les plus fréquentes sont le jaune pâle, le jaune orangé, le gris plus ou moins foncé, parfois aussi la teinte est noire par encroûtement d'une matière charbonneuse créant une imprécision du détail qui ne me permet pas de le figurer.

4. *Formes sphériques, de teinte parfois gris-noir, le plus souvent orangée, ayant une membrane plus épaisse que les organismes à paroi lisse du 2e type.* — Cette membrane semble régulièrement cloisonnée.

5. *Formes en calice conique.* — Elles ont un diamètre maximum de 10 μ et une longueur comprise entre 10 et 30 μ. Teinte gris clair à gris-noir. Elles sont assez rares. Elles semblent constituées d'une membrane revêtant une forme squelettique perforée. Ces formes n'ont été trouvées que dans les préparations nos 142, 164 et 211. C'est surtout la Lame 142 qui est la plus intéressante : elle provient des phtanites de la Lande des Vardes.

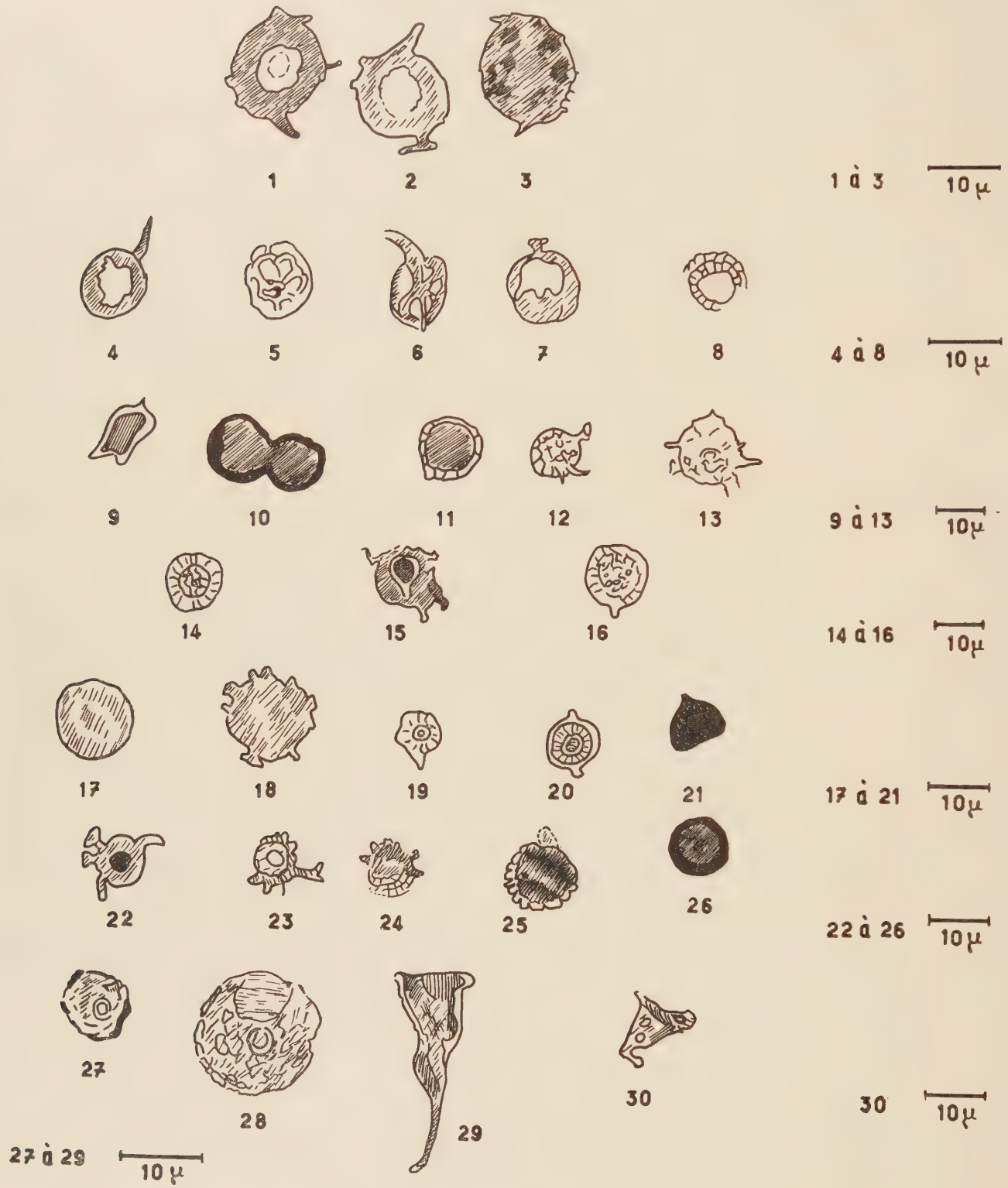


FIG. 41. — *Microfossiles du Briovérien*

Nos *1, 2, 3* (Lame 142), Lande des Vardes ; *4, 5* (Lame 189), Coutances ; *6, 7, 8* (Lame 196), *ibid.* ; *9* (Lame 145), Lande des Vardes ; *10* (Lame 198), Quibou ; *11, 12, 13* (Lame 243), *ibid.* ; *14* (Lame 198), *ibid.* ; *15* (Lame 243), *ibid.* ; *16, 17* (Lame 198), *ibid.* ; *18* (Lame 243), *ibid.* ; *19, 20* (Lame 109), Littry ; *21* (Lame 180) ; *22, 23* (Lame 243), Quibou ; *24* (Lame 109), Littry ; *25* (Lame 243), Quibou ; *26* (Lame 190), Coutances ; *27, 28* (Lame 243), Quibou ; *29, 30* (Lame 142), Lande des Vardes.

Gisement de ces organismes. — Les préparations ayant donné les meilleurs résultats proviennent des localités suivantes :

Coutances (rue du Lycée, lors de la reconstruction de la ville) : Lames 188-189-190-191-194-196-197;

Courcy (Lande des Vardes) : Lames 142-145-183;

Littry : Lame 109;

Teurthéville-Bocage (les Quesnées) : Lame 211;

Quibou (Pont-de-Mazé) : Lame 243 (citée par G. Deflandre, 1955).

A ces gisements de phtanites qui précèdent, j'ajouterai celui de la tillite de Saint-Germain-d'Ectot dont les galets de phtanites m'ont fourni les Lames 237 et 240.

§ 3. — CONCLUSIONS

Ces organismes ne donnent pas de fossile caractéristique. Mais ils témoignent du développement de la vie au Briovérien longtemps considéré comme azoïque, et en particulier de *l'existence d'un plancton varié* dont je viens de décrire quelques formes dans les phtanites.

Il ne serait donc pas étonnant de retrouver ce plancton dans d'autres roches du Briovérien normand [1].

Si les Spongiaires ou les spicules d'éponges n'ont pas encore été trouvés en Normandie, on peut affirmer qu'ils le seront un jour : trop de ressemblances existent entre la Normandie et la Bretagne. Ne fallut-il pas attendre soixante ans pour retrouver en Normandie les organismes découverts par L. Cayeux?

Comme l'a établi G. Deflandre, ceux-ci ne sont pas des Radiolaires, mais la présence de ces derniers n'est pas exclue comme l'a signalé L. Dangeard (1952).

---

[1] Mon maître L. Dangeard se souvient d'avoir observé dans des sédiments argileux du Jurassique des formes planctoniques qu'évoquent pour lui celles que j'ai décrites au quatrième type.

APPENDICE II

LES CALCAIRES DE LA MEAUFFE

§ 1. — GÉNÉRALITÉS

La présence des calcaires de La Meauffe affleurant au milieu du Briovérien constitue un problème stratigraphique fort embarrassant : ils sont cartographiés au nord de Saint-Lô (feuille n° 28 de la carte géologique au 1/80 000) sous la rubrique X^c, mais on verra que cette attribution au Briovérien rencontre des objections, bien que les arguments favorables et défavorables s'équilibrent; en sorte que j'ai préféré traiter de ces calcaires séparément, ne sachant où les placer dans l'échelle stratigraphique avec une probabilité suffisante.

On voudra bien se reporter pour cette étude à la figure 42 qui comporte quelques corrections cartographiques par rapport à la carte au 1/80 000. Cette cartographie des calcaires est malaisée : car ils n'affleurent bien que le long de la Vire, ailleurs les contours qu'on en peut tracer sont incertains, calcaires et schistes étant le plus souvent très masqués.

Les calcaires de Bahais, Cavigny et La Meauffe ont été intensivement exploités pour la fabrication de la chaux, comme en témoignent les ruines d'anciens fours, tant sur la rive droite de la Vire que sur la rive gauche (Val de Vire, église de Bahais, Quesney, la Huchette).

Actuellement, ces calcaires ne sont plus exploités que pour l'empierrement; à cet égard, ils sont d'une excellente qualité. Lors de la construction de la ligne de Saint-Lô à Isigny, les Chemins de fer de l'Ouest avaient d'ailleurs ouvert des carrières pour l'extraction du ballast, le long de la voie ferrée, à la Paumerie. De nos jours, deux importantes carrières exploitent intensément ces calcaires, l'une à La Meauffe, l'autre à Cavigny : aussi d'imposants fronts de taille permettent de faire de bonnes observations.

§ 2. — CONTOURS DES CALCAIRES

Les contours stratigraphiques du calcaire s'interprètent au nord et au sud par le réseau hydrographique qui dépend manifestement de la structure géologique locale.

Sur la rive gauche de la Vire, plus au sud-ouest de Bahais que ne l'indique la carte au 1/80 000, les calcaires affleurent dans une petite carrière abandonnée, entre Martin et Moulin-Rocquereuil et au nord de la route qui, passant près de cette carrière, mène à La Cocquerie.

A l'ouest, les calcaires sont masqués par les argiles du Permien. Pourtant, au dire d'un carrier que j'ai interrogé à Cavigny, j'ai appris que le calcaire existait à l'Orangerie, en bordure

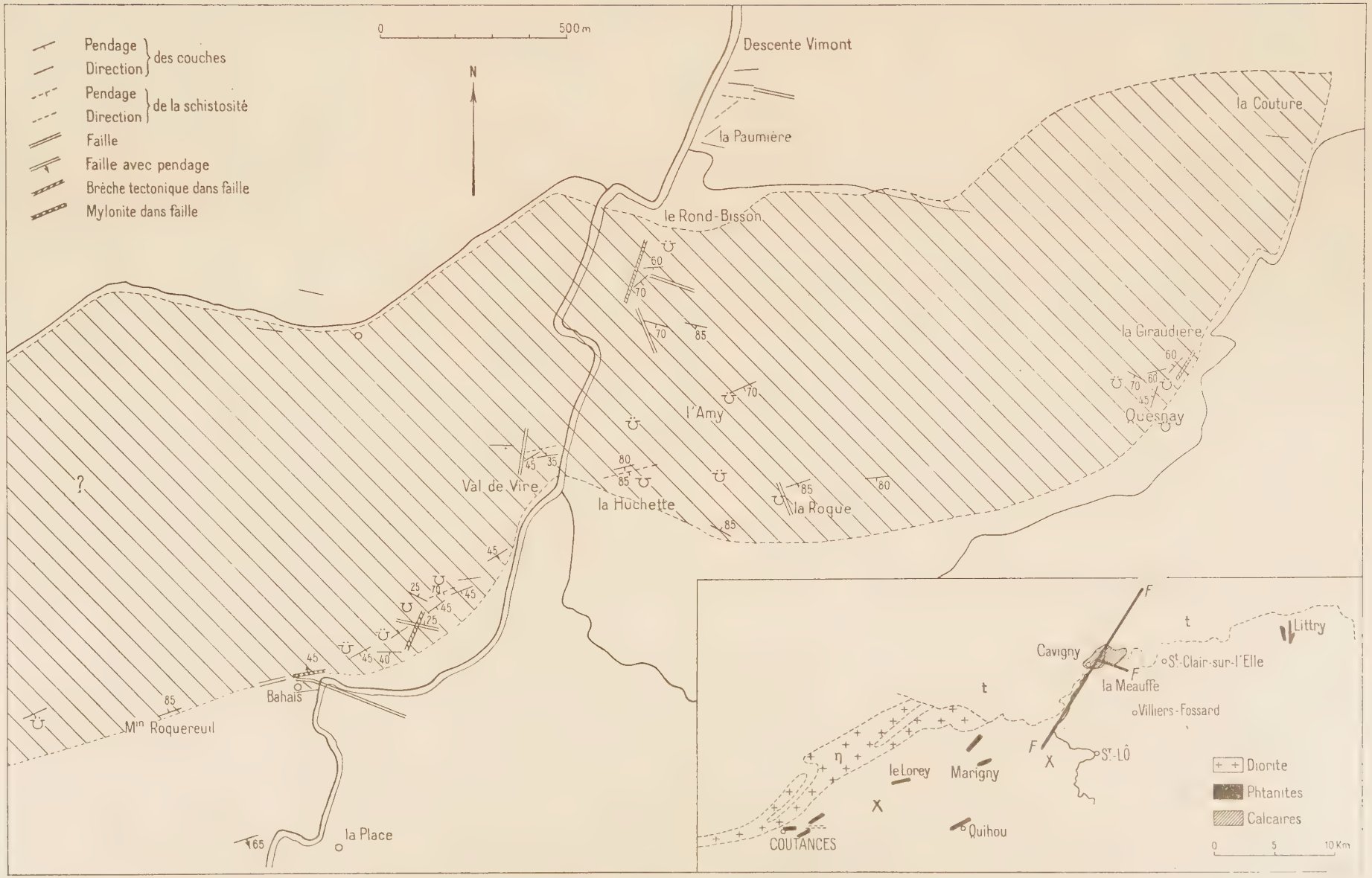


FIG. 42. — *Calcaires de La Meauffe*

de la route nationale Saint-Lô-Carentan; je l'ai, en effet, retrouvé à 100 mètres à l'est de cette route. Ceci coïncide avec les indications données par Bonissent qui signale des pointements du calcaire à Pont-Hébert, en haut de la côte : j'ai contrôlé aussi cet emplacement et l'ai vérifié en utilisant les photographies aériennes de l'Institut Géographique National. Plus à l'ouest que ces affleurements de calcaires, je n'en connais point d'autres.

Au NNE, le contour du calcaire paraît correspondre à une limite assez nette que suit la petite rivière qui passe sous l'église de Cavigny.

En effet, on retrouve les calcaires le long de cette rivière, à 500 mètres environ à l'ouest de l'église de Cavigny bâtie elle-même sur les calcaires.

Les calcaires affleurent encore bien au Val de Vire, mais se perdent au nord; les éléments recueillis dans la solifluxion, ainsi que la flore qui se modifie très nettement à partir du confluent de la petite rivière de Cavigny avec la Vire, laissent à penser que les calcaires ne dépassent guère ce point : un puits de la ferme située au sud de ce confluent atteint le calcaire.

Près d'Airel, entre les schistes et les grès d'une part, et les calcaires d'autre part, il pourrait y avoir un contact mécanique : j'y ai trouvé en effet des joints de fracture qui pourraient s'interpréter comme la manifestation d'une faille à laquelle ils seraient parallèles. S'il en était ainsi, la série des calcaires de La Meauffe serait intercalée dans le Briovérien entre deux failles.

Au sud, la limite des calcaires n'est pas très précise : la faille de Bahais, dont je reparlerai, ne paraît pas constituer une limite bien définie. Certes, la photo aérienne donne l'impression que les calcaires ne s'étendent pas très loin au sud de la limite notée par A. Bigot sur la carte géologique au 1/80 000. Mais je ne crois pas que cette limite ait la direction qu'il lui a assignée : le contour a une orientation plus conforme à la stratification du Briovérien dont la direction oscille autour de N 80°.

A l'est, il est difficile de savoir où se terminent les calcaires. Ils atteignent au moins le lieu-dit Quesney, puisqu'on les y a exploités autrefois. Mais, au nord-est de cette localité, il n'est plus possible de tracer les contours avec certitude, du moins avec les moyens ordinaires de prospection dont on a disposé jusqu'ici. Il paraît assez probable que le tracé du contour passe par une ligne prolongeant le ruisseau de la Pannière vers la petite rivière de Moon-sur-Elle : je pense qu'il traverserait la localité de Quesney, ceci me paraissant confirmé par la présence de calcaire à la Couture.

L'incertitude des contours, l'importance toute relative de la faille de Bahais, l'indétermination au sujet du contact nord entre les schistes briovériens et les calcaires, tout cela montre quelle complexité présente le problème.

§ 3. — FAILLES

Sur la rive droite de la Vire, un coup d'œil sur la carte topographique montre tout de suite qu'entre les deux rives passe une faille dont l'existence est d'ailleurs perceptible dans la carrière de Cavigny. C'est cette faille qui donne au cours de la Vire son orientation.

Une faille, dont E. Hébert admettait l'existence et dont j'ai déjà fait état, se remarque aussi à Bahais. C'est sur la présence de cette faille que l'on s'est probablement basé pour tracer les contours des calcaires de La Meauffe (X^c) : je ne pense pas cependant — et je crois devoir insister — qu'elle ait l'importance que certains paraissent lui avoir conférée en supposant qu'elle met au contact des terrains d'âge très différent.

La faille de Bahais, orientée N 100°, est une fracture appartenant à un ensemble bien plus développé de fractures subparallèles qui affectent, non seulement le contact du Briovérien avec les calcaires, *mais les calcaires eux-mêmes*.

Ces failles sont d'ailleurs accompagnées, dans les calcaires, de deux sortes de brèches.

Les failles approximativement nord-sud, dont j'ai indiqué les répercussions bien visibles

dans les carrières de Cavigny, sont accompagnées de formation de brèches calcaires : ce sont nettement des brèches de friction. C'est suivant la direction précédente que se sont produites d'importantes venues de quartz hydrothermal. Quelques filons ont été notés sur la carte, mais ils sont en réalité bien plus nombreux : on peut en dénombrer au moins quatre à l'ouest de Cavigny.

Les autres brèches apparaissent parallèlement à la direction de la faille de Bahais : au nord de La Meauffe, en particulier à l'Amy, on trouve une brèche volcanique fort curieuse, de plus d'un mètre d'épaisseur, et qui sera décrite plus loin (§ 5, E).

Je rappellerai encore l'existence de quartz filonien avec galène, traversant les calcaires au nord et sur la rive gauche de la Vire, et déjà signalé (Baudré, 1928) ; et aussi certains filons de cuivre et de plomb décrits autrefois (de Caumont, 1856).

§ 4. — DISCUSSION SUR LE CONTACT DES CALCAIRES AVEC LES « PHYLLADES DE SAINT-LÔ »

Il n'y a qu'un seul point où ce contact soit à peu près visible : là où Hébert (1886, p. 717) l'a signalé, « sous l'église de Bahais ». Cette église n'existe plus, il n'en subsiste que des ruines masquées sous le lierre, dans la cour d'une ferme située à la bifurcation de la route qui mène à la carrière de Cavigny, le long de la Vire, et de la route qui monte au village même de Cavigny[1].

Sans doute, l'affleurement de Bahais laisse-t-il à désirer, mais on y peut faire les observations suivantes :

1. Entre le calcaire situé au nord et les phyllades du Briovérien se place un filon de quartz de 15 à 20 centimètres d'épaisseur. La direction de ce filon est N 80° et son pendage paraît être 80° S.

2. Les phyllades du Briovérien s'apparentent, par leur faciès, à ceux de la région située à Belval, près de la voie ferrée. Ils ont en outre subi manifestement des actions mécaniques assez intenses.

3. A quelques mètres du contact, on peut voir que le filon de quartz envoie de nombreuses ramifications, comme cela se produit dans les zones très tectonisées du Briovérien.

4. Au voisinage du contact, les couches du complexe des phyllades ont une direction N 120°, mais celle-ci passe rapidement à N 100°, puis devient finalement N 80° : dans l'ensemble, on ne trouve dans ces phyllades, semble-t-il, que ce que l'on peut observer ailleurs en maints autres contacts mécaniques.

Pour toutes ces raisons, *il me paraît vraiment légitime de considérer qu'entre les calcaires de La Meauffe et les phyllades du Briovérien n'existe qu'un contact mécanique, et je n'y vois aucune discordance stratigraphique.* C'est à cause de cette difficulté que subsiste un tel doute sur l'âge de ces calcaires.

Selon Hébert (1886, p. 717), comme je viens de le rappeler, une faille passe à Bahais, et cet auteur adopterait le point de vue de de Tromelin (1877) qui considérait que les calcaires de La Meauffe étaient d'âge carbonifère.

Mais cette faille est loin d'avoir l'importance des autres failles rencontrées dans la formation des calcaires, comme je l'ai dit plus haut. Rien, en effet, ne me permet de voir à Bahais une faille d'une importance telle qu'elle mettrait en contact un niveau du Briovérien avec des calcaires carbonifères, ou même seulement cambriens. Les failles du réseau auquel appartient celle de Bahais ont une disposition en escaliers et leurs effets s'additionnent; entre les calcaires actuellement exploités à Cavigny et les phyllades situés au sud de Bahais, le décrochement doit être au total assez considérable, mais le contact mécanique observable à Bahais ne semble pas être la fracture considérable admise par Hébert.

---

[1] Le cimetière qui entourait l'église de Bahais a été transféré vers 1890 à Cavigny, là où il se trouve actuellement.

§ 5. — INDICATIONS PÉTROGRAPHIQUES SUR CES CALCAIRES

Les calcaires de La Meauffe offrent une assez grande variété, les uns sont massifs, d'autres, par contre, parfaitement stratifiés; la répartition de ces deux types n'est d'ailleurs pas très bien délimitée, il semble cependant que l'on puisse dire, de façon générale, que les calcaires massifs sont plus abondants au sud et que, vers le centre, la stratification des seconds devient plus nette.

A. *Matière organique.*

Les calcaires massifs sont noirs, particulièrement fétides, ce qui laisse présumer qu'ils sont riches en produits de décomposition organique : la matière charbonneuse qui les imprègne confirme cette première indication.

Ces calcaires passent parfois à de vraies anthracolites riches en matière organique dont la teneur peut atteindre jusqu'à 2,5 %. Une analyse de cette matière a été effectuée pour moi au Laboratoire de Géochimie de l'Institut français du Pétrole par M. Louis; elle a donné les résultats suivants (Bulletin d'analyse n° 152) :

Carbone	82,22
Hydrogène	2,52
Soufre	10,27
Azote	0,64
Oxygène	4,45

La matière organique peut se présenter sous forme de traînées informes de 1 millimètre de long sur 0,1 millimètre de large; elle peut aussi figurer des ombres sphériques de contour régulier, évoquant des témoins de restes organiques, mais la cristallisation puis la recristallisation de ces calcaires a effacé toute trace de structure, en dehors des formes oolithiques.

B. *Oolithes.*

Les calcaires de La Meauffe sont en effet très recristallisés; parfois ils sont spathiques : il est important de noter que cette forme cristalline n'existe dans aucun autre calcaire paléozoïque de Normandie. Par cette recristallisation, les oolithes conservées sont assez transformées, d'ailleurs souvent étirées, cependant on peut les reconnaître sans hésitation.

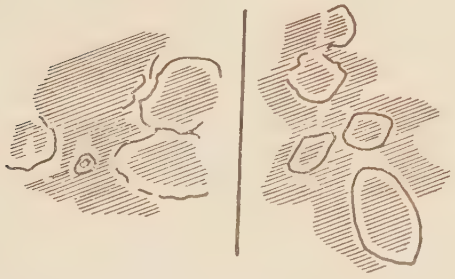


Fig. 43. — *Oolithes recristallisées des calcaires de La Meauffe.* (Lame n° 80) [D'après un croquis de L. Berthois]

Ces oolithes ont une texture microgrenue avec un noyau très volumineux entouré d'une enveloppe ayant perdu toute trace de structure concentrique. C'est dans les zones les plus riches en substance charbonneuse provenant de la décomposition de matières organiques, que l'on trouve les structures oolithiques les mieux conservées (cf. Lames 80 et 81; fig. 43).

Quant à la microstructure de la roche, elle est très complexe. En voici les principaux caractères :

1° Présence de sphérules irrégulières et de dimensions très diverses, correspondant à d'anciennes oolithes, et dont la partie centrale est riche en matière organique, la périphérie étant en calcite claire;
2° Ces oolithes se pénètrent parfois les unes les autres;
3° Le ciment est largement recristallisé en calcite brune, teintée par la matière organique;
4° La calcite claire ne se voit que dans la partie périphérique des oolithes.

Pour M. L. Berthois, qui a examiné en particulier la préparation n° 80, « ceci implique qu'un calcaire déjà largement cristallisé a été démantelé et que ses débris ont fourni les grains roulés qui ont ensuite été repris dans un ciment calcaire largement cristallisé, sans que la structure des sphérules ait disparu ».

C. ***Accidents siliceux.***

Comme l'avait déjà signalé A. Bigot au siècle dernier (1894), les calcaires de La Meauffe renferment des accidents siliceux et cherteux qui ne sont pas postérieurs à la sédimentation : s'il est vrai qu'une partie de la silice qui circule dans ces calcaires est liée aux venues hydrothermales de l'activité du Permien, il y a une interstratification de la silice qui est nettement sédimentaire (cf. fig. 44).

La silicification est parfois visiblement plus ancienne que le dépôt du lit supérieur, car les surfaces de discontinuité sont fréquentes : c'est ce que j'ai pu observer à Cavigny, avant 1954, date à laquelle l'exploitation de la carrière a amené la disparition de ces bancs qui rappelaient, à plus petite échelle, les calcaires dolomitiques des séries du mont Johnstrup décrits par E. Wegmann (1935, fig. 3). Comme à Eleonore Bay, on pouvait à Cavigny observer du graded bedding. Sur ces surfaces soulignées par l'altération actuelle, de belles fentes de dessiccation étaient visibles. Cette observation confirme celle du remaniement indiqué ci-dessus d'après L. Berthois.

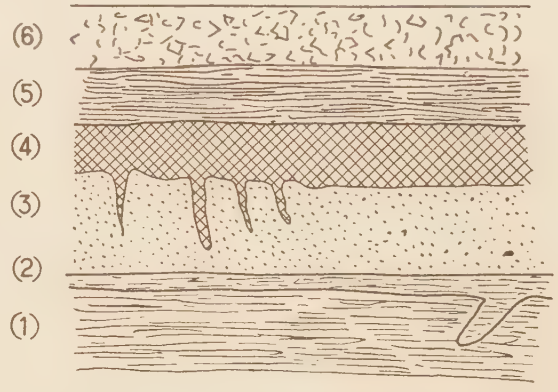


Fig. 44. — *Cavigny : surface d'altération pénécontemporaine de la sédimentation.* (Grandeur naturelle).

1. Lit calcaire riche en matière organique;
2. Couche de gel de silice ;
3. Couche dolomitisée avec fentes remplies par le calcaire 4 ;
4. Banc de calcaire fin, riche en matière charbonneuse ;
5. Lit de composition analogue au précédent, mais chargé de nuages siliceux évoquant des faciès organiques ;
6. Banc à aspect d'oolithes dissoutes.

D. ***Quartz secondaire.***

L'examen en lame mince des calcaires de La Meauffe montre que souvent la calcite est cimentée par de la silice secondaire, en très petits granules qui corrodent la calcite.

M. L. Berthois, qui a bien voulu examiner quelques-unes de ces préparations, pense que « l'interpénétration du quartz et de la calcite suggère plutôt l'idée de substitution de la silice à la calcite, après dissolution de cette dernière ».

E. ***Brèches éruptives.***

Les brèches signalées au nord des carrières de La Meauffe actuellement exploitées près de l'Amy, sont d'origine volcanique.

Elles se composent d'éléments très altérés d'une roche éruptive à structure microlitique où les feldspaths sont épigénisés par de la prehnite.

Là encore, M. L. Berthois m'est venu en aide par les précisions suivantes : « A la périphérie des gros éléments, on observe parfois une couronne feldspathique maclée suivant la loi de l'albite; malgré la torsion des lamelles hémitropes qui rend en général les extinctions onduleuses, on peut reconnaître un feldspath calco-sodique de la série de l'andésine à 40 % d'anorthite ».

Le ciment est fortement ferrugineux et contient du quartz et des débris de la roche éruptive microlitique indéterminée observée en gros éléments.

Je pense que ces manifestations volcaniques sont de l'âge du complexe volcanique de Littry, de l'Autunien inférieur (cf. Cl. Pareyn, 1954) [1].

§ 6. — ÂGE DES CALCAIRES DE LA MEAUFFE

Depuis plus d'un siècle, les géologues discutent de l'âge de ces calcaires.

En dépit des affirmations de A. de Caumont (1838, p. 172), signalant des Térébratules et des Encrines dans le calcaire de La Meauffe, et de celles de Dufrénoy mentionnant des Entroques (Dufrénoy & Élie de Beaumont, 1841) [2] et identifiant ce calcaire avec celui de Cartravers (Morbihan), jamais, jusqu'à ce jour, on n'a trouvé de fossiles à La Meauffe.

Bonissent a supposé avec bienveillance que ses illustres devanciers avaient été abusés par des confusions d'échantillons, et cite, en opposition avec eux, le témoignage d'un ingénieur chargé de l'exploitation de La Meauffe qui, après de nombreuses années de recherches, déclarait n'avoir jamais trouvé de fossile dans ces calcaires.

Depuis longtemps, au Laboratoire de Géologie de l'Université de Caen, la question de ces fossiles mystérieux préoccupait A. Bigot, puis L. Dangeard ainsi que leurs collaborateurs. Pour ma part, depuis sept ans que je fréquente les carrières de cette région, et que j'en suis l'évolution des coupes, je n'ai jamais trouvé trace de fossiles, en dépit de recherches méthodiques. En dehors des sections d'oolithes et de vagues formes blanchâtres plus ou moins dissoutes au sein de la masse sombre, rien n'a été découvert.

Cette absence de fossiles et d'indications stratigraphiques laissent le champ libre aux hypothèses les plus variées concernant l'âge des calcaires de La Meauffe, surtout en raison de leurs contacts incertains avec les roches environnantes.

1. ÂGE TRIASIQUE.

On a supposé que les calcaires appartenaient au Trias : or on sait que les terrains postérieurs au Stéphanien ne sont jamais plissés en Normandie. Ceci est un argument dirimant, car les calcaires de La Meauffe sont vigoureusement plissés, surtout au nord; de plus, l'allure des couches n'est pas liée au basculage par faille, car on peut observer et une schistosité, et des axes B, bien orientés suivant la même direction.

Le seul argument favorable à cette supposition serait la présence, dans la masse de ces calcaires, de lentilles d'argile rouge ayant évidemment une grande ressemblance avec les argiles permo-triasiques dont on connaît des gisements au nord. Mais il est possible de réfuter cette objection en considérant que ces lentilles peuvent avoir été formées *per descensum*.

---

[1] Bonissent (1867, p. 46) avait signalé ces brèches sous le nom de poudingue interstratifié, personne n'y avait prêté attention. Hébert (1886, p. 717) a même cru que Bonissent avait confondu ce « poudingue » avec celui du Trias ou avec le conglomérat pourpré !... Il pensait qu'il devait être en discordance avec les phyllades.

[2] Pour A. Bigot (1894), ces prétendus Entroques étaient des oolithes recristallisées.

2. ÂGE CARBONIFÈRE.

Cette seconde hypothèse ne peut davantage être retenue, car il serait vraiment incroyable que les calcaires de La Meauffe, manifestement organiques, n'aient jamais fourni le moindre fossile à une époque où la faune était si abondante et, malgré la recristallisation qui n'est pas toujours aussi constante que dans les exemples précédemment indiqués, il est hautement probable qu'on aurait trouvé quelque fossile caractéristique, eu égard à l'état général du Paléozoïque de Normandie qui n'a pas subi de transformations analogues à celles de régions affectées par de puissantes orogénèses ultérieures, comme les Alpes par exemple.

Tant que ces fossiles carbonifères n'auront pas été trouvés, rien ne permet d'envisager cette seconde hypothèse.

3. ÂGE CAMBRIEN.

On peut aussi supposer que ces calcaires sont cambriens : ils ne sont pas sans quelques analogies, par places, avec ceux de Jacob-Mesnil, Bretteville-sur-Laize. Et, comme l'a noté A. Bigot (1890, p. 17), « en Normandie, ce n'est jamais au niveau des phyllades que se trouvent les calcaires, mais plus haut, au-dessus des conglomérats pourprés ». Affirmation qui n'est pas exacte, d'ailleurs, puisque dans la Hague, au niveau des phtanites, il y a des schistes calcareux et qu'à Granville j'ai trouvé des calcaires gréseux sous le Cambrien.

Par ailleurs, associés aux calcaires de La Meauffe, se trouvent des schistes rouges très redressés qui pourraient rappeler ceux du Cambrien : ils sont visibles à l'ouest de l'église de Cavigny. Par malheur, entre ces schistes et les calcaires, passe la rivière de Cavigny, si bien qu'il est impossible de savoir s'il y a une succession stratigraphique ou un contact mécanique.

Et d'autre part, ces schistes rouges sont-ils vraiment cambriens? On trouve des schistes rubéfiés à Moon-sur-Elle, près de la source située contre l'église au sud : ils ressemblent à ceux de Cavigny, mais ils sont d'âge permien; de plus, au sud de Sainte-Marguerite-d'Elle se voient des schistes rouges qui paraissent appartenir au complexe des phyllades du Briovérien.

Évidemment, on pourrait voir un argument en faveur de l'âge cambrien de ces schistes de Cavigny dans une certaine ressemblance que présentent les schistes et grès de Moulin-l'Evêque (Sainte-Marguerite-d'Elle), de couleur gris-rosé et ocre-jaune, avec les schistes de La Glacerie (Manche) dont l'âge, longtemps considéré antécambrien, a été démontré cambrien par A. Bigot : et ainsi le complexe cambrien s'étendrait à l'est, au-delà des calcaires de La Meauffe. Mais les schistes de Moulin-l'Evêque sont affectés par une tectonique ayant des caractères typiquement briovériens, en particulier axes B plongeant à 60°; ils me paraissent appartenir au Briovérien moyen.

On ne saurait oublier non plus la présence, au nord des calcaires de La Meauffe, d'un synclinal cambro-silurien dont Cl. Pareyn (1954, p. 20) a découvert l'existence et qui se prolonge à l'ouest par les plis siluriens de la région de Lessay. Les sondages qui ont conduit Cl. Pareyn à cette conclusion atteignent les arkoses cambriennes à une profondeur de 825 mètres à Saint-Fromond, et de 775 mètres à Mesnil-Véneron. Dans l'hypothèse de l'âge cambrien des calcaires de La Meauffe, il y aurait un véritable fossé d'effondrement auquel appartiendraient ces calcaires.

Enfin une grande faille, découverte par ce même auteur (Cl. Pareyn, 1954, p. 4), montre la séparation très nette entre les compartiments situés au nord de Moon-sur-Elle et de Littry-la-Mine. Or le prolongement de cette faille vers l'est passe au nord des calcaires de La Meauffe : ceci montrerait que le Cambrien, affleurant encore à La Meauffe, a été descendu par des failles parallèles échelonnées du nord au sud.

4. ÂGE BRIOVÉRIEN.

Reste à envisager pour ces calcaires un âge briovérien. En faveur de cette hypothèse, je remarquerai que les calcaires paraissent disposés suivant la direction générale du Briovérien : N 70°. En outre, ils ont des couches très redressées (70° S) ce qui est habituel au Briovérien et non au Cambrien. Ceci paraît être confirmé par cette constatation : le Cambrien au nord de La Meauffe (sondage) a un pendage de 20° N.

Mais je crois qu'il faut surtout insister sur le fait que les calcaires de La Meauffe donnent l'apparence, au nord et au sud, d'être interstratifiés dans l'X. En outre, comme je l'ai dit, la faille de Bahais ne sépare pas les calcaires et l'X de façon aussi absolue que le supposaient HÉBERT et d'autres auteurs, puisqu'au sud de la faille et au sud-ouest de Bahais on retrouve ces calcaires. A. BIGOT n'a pas d'ailleurs indiqué cette faille sur sa carte, or on doit lui reconnaître une particulière acuité pour déceler les failles : ou bien la faille de Bahais lui a échappé, ou plus vraisemblablement, il n'a pas jugé qu'elle méritât d'être signalée.

En admettant l'âge antécambrien des calcaires de La Meauffe, on ne résoud pas le problème de façon satisfaisante tant qu'on ne peut situer leur niveau. Leur richesse en carbone et en éléments organiques indique une intensité de vie qui ne cadre guère avec le Briovérien immédiatement prétillitique ou posttillitique, toujours pauvre en organismes.

On pourrait par contre supposer que les calcaires de La Meauffe sont contemporains des phtanites de l'axe Coutances/Littry, à cause de cette richesse en éléments d'origine organique.

Sans préjuger de la contemporanéité des phtanites de la Hague et de ceux de Basse-Normandie, on peut tout de même remarquer que les micaschistes calcareux de la Hague sont associés à des phtanites et ont ce caractère commun qu'est leur richesse considérable en carbone. Mais les calcaires de la Hague sont très métamorphisés, ceux de La Meauffe le sont peu et ont conservé leur matière organique dans un état peu conciliable avec un métamorphisme profond.

Si bien que la comparaison entre ces calcaires montre que ceux de la Hague sont beaucoup plus anciens et affectés par le métamorphisme général.

On pourrait objecter que, jusqu'à présent, on n'a jamais trouvé de galet de calcaire de La Meauffe dans la tillite. Ce serait là un argument d'une importance décisive. Est-il permis d'espérer l'obtenir bientôt? Les galets de calcaire s'usent très vite; si l'on suppose que les calcaires étaient encore friables lors de la glaciation infracambrienne, on conçoit dès lors que les galets n'existent plus. Je dois cette remarque sur l'usure rapide des galets de calcaire à M. L. BERTHOIS qui en a fait l'observation dans le golfe de Gascogne.

Entre les deux dernières hypothèses, les plus plausibles, à mon avis, au sujet de l'âge des calcaires de La Meauffe, on voit combien il est difficile de se prononcer.

Dans l'état actuel des connaissances, je me garderai donc bien de conclure en l'absence d'une découverte décisive dont je ne désespère point à force d'efforts persévérants.

APPENDICE III

REMARQUES SUR LES SCHISTES ARDOISIERS

Les schistes fins du Briovérien peuvent prendre parfois un faciès ardoisier. Il existe plusieurs exploitations ardoisières, les unes actuellement en activité, les autres abandonnées, depuis le nord du Cotentin jusqu'au sud des Coëvrons.

Feuille 17 Cherbourg : Le Vast, Quettehou (bois du Rabey).
— 28 Saint-Lô : Castillon, Litteau, La Bazoque.
— 44 Coutances : Caumont-l'Éventé [1].
— 45 Falaise : Curcy.
— 62 Alençon : Rouperroux (le Tertre), Javron (Chatemoux).
— 77 Mayenne : Saint-Georges-le-Gautier, Saint-Aubin-du-Désert, Saint-Georges-de-Coulamer, Parennes (la Perrière), Rouez.

Les schistes ardoisiers ne représentent pas un faciès stratigraphique du Briovérien, ce dont on ne saurait s'étonner car ces schistes ne sont devenus ardoisiers que par une action mécanique postérieure à la sédimentation : tandis que certains schistes fins briovériens étaient transformés en ardoises, leurs homologues n'étaient affectés que par une schistosité moins intense.

En sorte qu'il existe toute une gamme de schistes : les uns franchement ardoisiers [2], noirs, d'une grande finesse de grain; d'autres assez susceptibles encore de se débiter en fins feuillets, vert-olive foncé, fournissant des ardoises plus grossières que les précédents; d'autres enfin pouvant se cliver en feuillets très minces, mais qu'une deuxième schistosité plus grossière a recoupés, morcelant la roche en fragments inexploitables.

Les schistes ardoisiers véritables ne se développent que dans des séries entièrement schisteuses et très épaisses, parfois d'une centaine de mètres. On pourrait espérer qu'elles puissent servir de niveau repère : jusqu'ici rien ne l'indique; ce que j'ai observé ne paraît guère favoriser cette hypothèse puisque, pétrographiquement, j'ai constaté certaines différences comme la présence de pyrite dans quelques schistes tandis qu'aucun composé du fer ne se présente dans d'autres, ou encore la variation de la teneur en silice qui est généralement très faible mais devient très forte dans les schistes du Val de Saire; j'ai même cru, pour cette raison, que ces derniers ne pouvaient se comparer aux autres; je n'ai plus la même opinion aujourd'hui.

S'il était démontré que les schistes ardoisiers de Caumont-l'Éventé sont antérieurs à la tillite de Saint-Germain-d'Ectot, ils pourraient être du Briovérien moyen, comme ceux du Val de

---

[1] A. DE CAUMONT (1862) en signale l'activité.

[2] On était parvenu à Caumont-l'Éventé à obtenir des ardoises très fines et, en 1948, on avait espéré pour faire face aux nécessités urgentes de la reconstruction remettre les ardoisières en activité et concurrencer les ardoises de Trélazé : il ne semble pas que les résultats aient été brillants; je pense que la présence de pyrite dans ces schistes a été défavorable à leur emploi.

Saire; je rappellerai que la tillite, inconnue dans le Val de Saire, a cependant subsisté dans le nord du Cotentin, plus à l'ouest (Hainneville) où elle a été reprise rapidement par la transgression cambrienne. Mais rien ne légitime actuellement le rapprochement entre les schistes de Caumont et ceux du Val de Saire.

Je ne crois donc pas, d'après les observations précédentes, que ces schistes ardoisiers aient une signification stratigraphique : s'ils existent assez près des roches de l'Infracambrien périglaciaire au nord et au sud des Coëvrons — encore que l'analyse structurale les place au-dessus des formations à galets dans le Pays du Gautier — ils peuvent aussi se trouver en dehors du voisinage de l'Infracambrien périglaciaire.

J'ai remarqué que les ardoisières sont groupées et disposées sur la carte suivant un grand arc de cercle qui contourne le Massif Armoricain en suivant presque la limite actuelle des terrains secondaires du Bassin Parisien. Chaque fois que j'ai cherché à suivre ces schistes ardoisiers vers l'ouest, je n'ai pu les retrouver (cf. fig. 45).

Cette curieuse constatation montre l'indépendance de l'existence des schistes ardoisiers par rapport à la tectonique du Briovérien où aucun axe NNW-SSE n'est connu.

Elle s'expliquerait mieux en admettant que cet arc est relié aux mouvements hercyniens. Bien que très courtes, les bandes ardoisières se développent d'est en ouest conformément à la direction générale des synclinaux paléozoïques de Normandie : il y a donc un lien avec la tectonique. Mais ces bandes s'épaississent

Fig. 45. — *Répartition des schistes ardoisiers du Briovérien*

— : Ardoisière ;
– – – – : Axe des ardoisières ;
1. Le Vast ;
2. Bois du Rabey ;
3. Litteau ;
4. La Bazoque ;
5. Castillon ;
6. Caumont ;
7. Curcy ;
8. Rouperroux ;
9. Chattemoue ;
10. Saint-Aubin-du-Désert ;
11. Saint-Georges-le-Gautier ;
12. Saint-Germain-de-Coulamer ;
13. Rouez ;
14. Parennes.

d'ouest en est et montrent l'existence d'un passage latéral, non pas lithologique, mais de charge statique surincombante : d'ouest en est les sédiments recouvrant le Briovérien sont aussi de plus en plus épais, y développant une schistosité de plus en plus importante.

Et si l'on se reporte à la belle esquisse paléogéographique du Massif Armoricain établie par M. P. Pruvost (1949, fig. 1), on constate que mon interprétation s'accorde avec la permanence de régions émergées antérieures à la transgression marine depuis l'Acadien jusqu'au Gédinnien, à l'ouest de l'arc des ardoisières.

APPENDICE IV

REMARQUES DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

La relation entre la structure géologique du Briovérien et la morphologie est un problème de caractère secondaire mais qui n'est pas dépourvu d'intérêt en pays couvert puisque l'observation de la morphologie peut beaucoup aider le géologue : l'étude de la carte topographique ou des photographies aériennes supplée à l'observation sur le terrain et concourt à résoudre certains problèmes. Je ne crois pas cependant qu'il soit possible d'établir, à partir de données strictement morphologiques telles que le réseau hydrographique, les lignes générales de la structure du Briovérien. Je considère que ces données ne fournissent que des présomptions et guident la recherche; ainsi par exemple des lignes générales de la structure géologique mises en évidence en reportant sur les cartes les mesures faites sur le terrain, font ressortir alors la relation entre cette structure du Briovérien et le réseau hydrographique.

C'est d'ailleurs un fait bien établi que la morphologie est liée aux failles et aux plis (Yamasaki, 1928; Johnson, 1929; Oulianoff, 1941); il semble même que cette morphologie soit beaucoup plus influencée dans le Briovérien par la géologie structurale que par la nature lithologique des roches.

Habituellement on explique le réseau hydrographique dans le Paléozoïque de Normandie par une surimposition de la direction mésozoïque initiale ayant provoqué l'actuelle direction des rivières dans le Paléozoïque.

On cite à cet égard de beaux exemples : l'Orne traversant la zone bocaine, le Laison entaillant profondément et sur une longueur de près de 500 mètres le grès armoricain de la Brèche au Diable (Soumont-la-Poterie).

Cette explication ne saurait être contestée, comme les exemples précédents le démontrent, encore qu'il soit possible de trouver des exemples opposés assez spectaculaires, mais mon propos n'est pas d'en discuter ici.

Je constate seulement qu'en ce qui concerne le Briovérien, l'eau s'écoule suivant la direction de moindre résistance, à savoir :

1. *La direction des failles,* indépendamment de leur importance;
2. *La direction de la schistosité;*
3. *La direction des couches;*
4. *La direction des joints* qui forment un réseau suffisamment dense.

La moindre résistance à l'érosion des cours d'eau me paraît provenir des causes suivantes :

1° *Le tracé naturel d'une faille* avec ses produits d'écrasement facilement traversés et entraînés, constitue une direction qui est suivie par l'eau, évidemment dans la mesure où une autre direction plus facile ne se rencontre pas en même temps.

Voici un exemple : le cours de l'Orne, entre Mesnil-Hermei et Clécy, suit une faille posthercynienne, mais il forme des méandres pour suivre la direction des couches plus facile.

2° *Une schistosité* liée à la tectonique cadomienne ou même hercynienne est aussi une direction privilégiée. Un exemple de ce cas est fourni par la vallée de la Laize où la rivière suit un réseau de fractures parallèles qui finissent par devenir même une véritable faille ; ces fractures me paraissent représenter une sorte de schistosité hercynienne à cause de leur parallélisme avec le plan axial des grandes unités hercyniennes de la région.

3° *La direction des couches* peut aussi influer considérablement sur le cours d'une rivière qui parfois s'ordonne sur de grandes distances suivant cette direction. C'est le cas du cours du Noireau qui, comme les couches de l'X, contourne le massif granitique d'Athis, de La Bazoque (Orne) à Pont-d'Ouilly.

4° Enfin *un système de joints parallèles* dont l'origine peut être assez diverse constitue une orientation de l'écoulement, surtout pour les petits cours d'eau. Le cours de l'Ajon, par exemple de Montigny à Landes-sur-Ajon, suit principalement les directions des joints perpendiculaires à l'axe B.

J'ajouterai aux observations précédentes qu'il arrive parfois que le réseau hydrographique souligne l'existence d'une unité tectonique cadomienne. Un exemple en est donné à l'est de Saint-Lô où deux rivières convergentes à Sainte-Croix-de-Saint-Lô mettent en évidence le plongement d'un anticlinal dont l'existence est constatée par ailleurs grâce aux données structurales observables sur le terrain.

Je conclurai donc en disant que, s'il ne paraît guère possible de déduire du réseau hydrographique des indications infaillibles sur la structure du Briovérien, du moins ce réseau constitue un document dont l'appoint, utilisé avec prudence, ne doit jamais être négligé mais dont la signification doit être interprétée en fonction des données recueillies par ailleurs. L'étude du réseau hydrographique est un élément de solution.

APPENDICE V

PETIT LEXIQUE DES POUDINGUES

A l'usage de ceux qui ne sont guère familiarisés avec le problème des nombreux poudingues infracambriens et cambriens du nord et du nord-est du Massif Armoricain, j'ai cru utile d'établir une classification de ces poudingues avec l'indication de leur âge.

LISTE DES POUDINGUES PAR ORDRE ALPHABÉTIQUE :

1. Averton (Mayenne).

Poudingue à éléments pisolithiques ou miliaires.
Éléments roulés dominants : granite, phtanites, schistes (métamorphisme : séricite).
Âge proposé : (X^3), voisin des tillites.
Connu en Normandie à Bully, Fourneaux-le-Val, Gavrus, Verson (Calvados), et dans le Maine à Mont-Saint-Jean (Sarthe).

2. Cesson (Côtes-du-Nord).

Considéré comme appartenant à l'Étage d'Erquy en raison de son degré de métamorphisme.
Toutefois il ne me paraît pas exclu (à titre d'hypothèse de travail) que le poudingue de Cesson soit un peu plus jeune et appartienne aux tillites de l'Infracambrien.
Il y a dans ces conglomérats (tillites et poudingue de Cesson) des granites anciens, et la tillite peut reposer indifféremment sur X^1 ou sur X^2 : sur X^{2a} à Quibou; à Cesson, ce serait sur X^1.

3. Courmenant (Château de) [Sarthe] (commune de Rouez).

Cf. Pont-Landry; mais peut-être un peu plus lessivé.

4. Gourin (Morbihan).

Poudingue infracambrien reconnu intraformationnel (Barrois, Pruvost, Graindor).
Écho de l'orogénèse finale cadomienne ayant fait émerger la « *Normannia* » (P. Pruvost, 1949).
Pénécontemporain du poudingue de Rocreux.

5. Granville (Manche).

Terme ayant désigné les produits de lessivage de la tillite. Le « poudingue de Granville » appartient au complexe des tillites X^{3a}.

6. Hainneville (Manche).

Poudingue cambrien (Bigot, Graindor).

Hypothèse proposée : lambeau de tillite non recouvert par le Briovérien supérieur et assez rapidement repris par la transgression du Cambrien moyen débutant au nord et se dirigeant vers le sud. Le poudingue cambrien d'Hainneville est un peu antérieur à celui de Rocreux.

7. Locquirec (Finistère).

Même âge que le poudingue de Cesson.

8. Montfort (Ille-et-Vilaine).

Âge admis : poudingue potsdamien.

Hypothèse proposée : marque la fin de la transgression ayant débuté au Cambrien à Hainneville.

Même faciès lithologique que les poudingues de la Hague et de Rocreux (transgression sur une surface continentale rubéfiée).

9. Parennes (Sarthe).

Cf. Pont-Landry.

10. Planquery (Calvados).

Semblable au poudingue d'Averton.

Peut-être d'âge antérieur à ce dernier; il est contemporain des tillites à la limite des Briovériens moyen et supérieur.

11. Pont-Landry (Commune de Mont-Saint-Jean, Sarthe).

Formation de galets disséminés.

Âge proposé : un peu postérieur aux tillites, ou peut-être même périglaciaire.

12. Plusquellec (Côtes-du-Nord).

Deux âges sont proposés, en attendant des recherches ultérieures : celui des tillites de Granville, celui des formations du Maine (Pont-Landry), [âge très voisin dans l'un et l'autre cas].

13. Rocreux (Commune de Bretteville-sur-Laize, Calvados).

Poudingue cambrien.

Base du Cambrien en Normandie, discordant sur le Briovérien supérieur.

14. Sillé-le-Guillaume (Sarthe).

Âge cambrien (P. Pruvost).

Cet auteur ayant écrit (1949 : tableau de concordance) que :

Poudingue de Sillé = Poudingue de Pont-Landry, je précise que par « Poudingue de Sillé » je désigne, non pas le Poudingue de Pont-Landry (d'âge briovérien, cf. ci-dessus), mais le poudingue situé à la Butte-d'Oigny (au sud de Sillé), celui qui borde l'anticlinal du Gautier et le synclinal des Coëvrons. Sur ce point je maintiens une opinion exposée avec M. Dangeard (1950). La distinction des deux types de poudingues se voit au sud de Courvale (Mont-Saint-Jean) sur la route qui mène de Sillé-le-Guillaume à Villaines-la-Juhel.

BIBLIOGRAPHIE

Ackermann (E.), 1932. — Die Unterkreide im Ostteil des Preslav-Sattel-systems (Ostbulgarien). — *Abh. d. Sächs. Akad. d. Wiss.*, Math. Nat. Kl., Bd 41, Nr 5, Leipzig.

Ackermann (E.), 1949. — Thixotropie bei Umlagerungen feinkörniger Sedimente. — *Geol. Rundsch.*, Bd 37, Stuttgart.

Ackermann (E.), 1951. — Geröllton ! — *Ibid.*, Bd 39, Heft I, p. 237-239.

Allison (A.), 1933. — The Dalradian succession in Islay and Jura. — *Q.J.G.S.*, vol. 89, p. 125-144.

Anderson (E. M.), 1923. — The geology of the schists of the Schichallion District (Pethshire). — *Q.J.G.S.*, vol. 79, n° 316, part 4, p. 423-445.

Anderson (E. M.), 1948. — On lineation and petrofabric structure, and the shearing movement by which they have been produced. — *Ibid.*, vol. 104, n° 413, part 1, p. 99-132.

Ansted (D. T.) & Latham (R. G.), 1862. — The Channel Islands. — London, XXVIII + 604 pages, 1 planche, 1 carte.

Antevs (E.), 1951. — Glacial clays in Steep Rock Lake, Ontario, Canada. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 62, n° 10, p. 1223.

Argand (É.), 1921. — Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. — *Arch. Soc. Helv. Sc. Nat.*, 101e sess., Neuchâtel.

Arrhenius (G.), 1947. — Den glaciala lerans varvighet, en studie över Uppsala traktens varviga märgel. — *Sveriges Geol. Unders.*, sér. C, n° 486, 74 p., 26 figures.

Austen (R.A.C.),1849. — Notes on the Geology of the Channel Islands. — *Brit. Assoc. Rep.*, part 2, p. 49-51.

Backlund (H. G.), 1930. — On a probable tillite of late palaeozoic age from the Kara-River, Northern-Most Ural. — *XVe Congr. géol. intern.*, Afrique du Sud, 1929, C.R., t. II, p. 77-82 (Sect. II : Pre-pleistocene glacial periods).

Bagnold (R. A.), 1942. — The Physics of Blown and Desert Dunes. — New-York, William Morrow, 265 pages.

Bailey (E.B.), 1930. — New light on sedimentation and tectonics. — *Geol. Mag.*, vol. 67, p. 77-92.

Bailey (E. B.), 1936. — Sedimentation in relation to tectonics. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 47, p. 1713-1726, 3 figures.

Barrell (J.), 1917. — Rhythms and measurements of geologic time. — *Bull. Geol. Soc. Amer*, vol. 28, p. 745-904.

Barrois (Ch.), 1876-1877. — Note préliminaire sur les terrains siluriens de l'ouest de la Bretagne (Publiée en 1877). — *Ann. Soc. Géol. Nord*, vol. IV, p. 38-57.

Barrois (Ch.), 1881. — Observations sur la thèse de M. C. W. Cross sur les roches de Bretagne. — *Ibid.*, vol. VIII, p. 90.

Barrois (Ch.), 1884-1885. — Mémoire sur le granite de Rostrenen (Côtes-du-Nord), ses apophyses et ses contacts. — *Ibid.*, 5 nov. 1884 (1885), t. XII.

Barrois (Ch.), 1885. — Notice explicative sur la feuille géologique de Granville. — *Ibid.*, t. XII, p. 154-157.

Barrois (Ch.), 1886. — Compte rendu de la réunion de la S. G. F. dans le Finistère. — *B. S.G.F.*, (2), t. XIV, p. 655.

Barrois (Ch.), 1888. — Observations sur la constitution géologique de l'ouest de la Bretagne. — *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XVI, 7 novembre 1888, p. 1-11.

Barrois (Ch.), 1889. — Notice sur le panneau de la Bretagne destiné à l'Exposition universelle. — *Notice pour les modèles et dessins relatifs aux Ponts et Chaussées et aux Mines. Exposition de 1889.*

Barrois (Ch.), 1892. — Sur la présence de fossiles (Radiolaires) dans le terrain azoïque de Bretagne. — *C. R. Ac. Sc.*, t. CXV, p. 327.

Barrois (Ch.), 1895. — Sur les poudingues de Cesson. — *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXIII, p. 26-29.

Barrois (Ch.), 1895. — Calcaire de Saint-Thurial (Ille-et-Vilaine). — *Ibid.*, t. XXIII, p. 38-46.

Barrois (Ch.), 1899. — Brioverian System, *in :* Sketch of the Geology of Central Brittany. — *Proc. Geol. Assoc.*, vol. XVI, août 1899, p. 101.

Barrois (Ch.), 1900. — Livret-guide des excursions géologiques en Bretagne. — *VIIIe Congr. géol. intern.*, Paris, 1900. — Livret VII. — Fascicule Bretagne.

Barrois (Ch.), 1930. — Les grandes lignes de la Bretagne. — *Centenaire de la S.G.F., Livre jubilaire*, t. I, p. 83-86, pl. XXI-XXII.

Barrois (Ch.), 1932. — Feuille de Nantes au 1/320.000 : chapitre sur les terrains primitifs. — *Bull. Carte Géol. France*, t. XXXVI, n° 187, p. 38.

Barrois (Ch.), 1932. — Observations sur la constitution géologique du cap Fréhel. — *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LVII, p. 207.

Barrois (Ch.), 1936. — Les phtanites briovériens de la Bretagne. — *Bull. Carte Géol. France*, t. XXXIX, n° 197, p. 26.

Barrois (Ch.), et Lebesconte (P.), 1895. — Légende de la feuille de Rennes. — *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXII, p. 21.

Barrois (Ch.) & Pruvost (P.), 1929-1930. — Le calcaire de Saint-Thurial (Ille-et-Vilaine). — *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LIV, p. 142-185, 12 figures.

Barrois (Ch.) & Pruvost (P.), 1931. — Relations stratigraphiques des couches cambriennes de la Bretagne et du Maine. *Ibid.*, t. LVI, p. 80.

Batard (Ch.) : *cf.* Dangeard (L.) & Batard (Ch.).

Batard (Ch.), 1936. — Briovérien et Cambrien inférieur au nord des Coëvrons. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (sér. 8), t. IX, p. 36-41.

Batard (Ch.), 1937. — Briovérien et Cambrien inférieur au nord des Coëvrons. — *Bull. Mayenne, Sciences* (extrait), Laval, imp. Goupil, 38 pages.

Baudré (G.), 1928-1930. — Note sur une découverte de cuivre et de plomb argentifère à La Meauffe près Saint-Lô (Manche). — *Bull. Soc. Géol. Min. Bret.*, t. IX, p. 4-10.

Belyea (H.-R.), 1935. — Notes on the criteria for determining the tops of stratified beds. (Abstract). — *Nova Scotian Inst. Sc. Proc.*, vol. 19, p. 154-155.

Belyea (H.-R.) & Scott (H.-W.), 1935. — Conditions of sedimentation of the Halifax formation as observed in Point Pleasant Park (Halifax, N.S.). — *Ibid.*, vol. 18, (IV), p. 225-239.

Berthois (L.), 1935. — Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du massif armoricain. — *Mém. Soc. Géol. Min. Bret.*, 1 volume, 190 pages, 6 figures, 18 planches.

Berthois (L.), 1952. — Genèse et caractère des galets argileux en Loire. — *C. R. somm. S. G. F.*, n° 13, p. 264-266.

Bertrand (L.), 1921. — Les anciennes mers de la France et leurs dépôts. — Paris, Flammarion.

Bigot (A.), 1885-1886. — Sur quelques points de la géologie des environs de Cherbourg. — *Mém. Soc. Sc. Nat. et Math. Cherbourg*, t. XXXV, p. 257-268.

Bigot (A.), 1886-1887. — Étude sur les terrains anciens du nord du Cotentin. — *Bull. Soc. Linn. Norm.* (série 4), t. I, p. 9-11.

Bigot (A.), 1888. — Le Précambrien et le Cambrien dans le Pays de Galles et leurs équivalents dans le massif Breton. — *B. S.G.F.*, (3), XVII, p. 161-183.

Bigot (A.), 1890. — L'Archéen et le Cambrien dans le nord du Massif Breton et leurs équivalents dans le Pays de Galles. — Paris, Ed. Le Maout, 202 pages, 49 figures. (*Thèse*).

Bigot (A.), 1890-1891. — Communication sur l'Archéen et le Cambrien dans le nord du massif breton et leurs équivalents dans le Pays de Galles. — *Bull. Soc. Linn. Norm.* (série 4), t. IV, p. 33-45.

Bigot (A.), 1895. — Les organismes précambriens du massif breton. — *Ibid.*, (Série 4), t. IX, p. 8-14.

Bigot (A.), 1899. — Légende de la feuille les Pieux. — *Bull. Carte Géol. France*, C.R. Coll., Campagne 1899, t. XI, n° 73, p. 16-18.

Bigot (A.), 1900. — La Normandie. — *VIII^e Congr. géol. intern.*, Paris, 1900. — *Livret-guide des excursions géologiques*, 33 pages, 13 figures.

Bigot (A.), 1904. — Réunion extraordinaire de la S.G.F. en Basse-Normandie. — *B. S.G.F.*, (4), t. IV, p. 861-908, 16 figures, planches XX-XXIII.

Bigot (A.), 1904-1907. — Le massif ancien de la Basse-Normandie et sa bordure. *Ibid.*, — (4), t. IV, p. 909-953, 29 figures, 2 planches.

Bigot (A.), 1905. — Géologie de la presqu'île du Cotentin. — *In :* « Cherbourg et le Cotentin », vol. publié à l'occasion du *Congrès de l'A.F.A.S.* à Cherbourg, 26 pages, Caen, Le Maout.

Bigot (A.), 1905. — Terrains de la zone bocaine dans les environs de Torigny-sur-Vire et de Campeaux. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (série 5), t. IX, p. XXXIV-XXXV.

Bigot (A.), 1905. — Sur l'âge du granite de Vire. — *C.R. Ac. Sc.*, t. CXLI, p. 739-740.

Bigot (A.), 1916. — Notice explicative de la feuille Falaise n° 45, deuxième édition. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (série 6), t. IX, p. 157-178.

Bigot (A.), 1922. — Tectonique de la partie normande du massif armoricain. — *XIII^e Congr. géol. intern.*, Liège, C.R., p. 382-386.

Bigot (A.), 1923. — Observations sur l'existence d'une série compréhensive dans le Massif armoricain. — *C.R. somm. S.G.F.*, p. 117-119.

Bigot (A.), 1925. — Sur la présence de Trilobites et d'Archaeocyathidés dans les couches cambriennes des environs de Carteret (Manche). — *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXX, p. 1237.

Bigot (A.), 1926. — Notice explicative de la 2^e édition de la feuille Saint-Lô, n° 28. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (série 7), t. VIII, p. 113-130.

Bigot (A.), 1927. — Notice explicative de la feuille Coutances n° 44. *Ibid.*, — (série 7), t. X, p. 8-21.

Bigot (A.), 1929. — Carte géologique de la France au 1/80.000, feuille n° 44 Coutances, 2^e édition. — Paris, Serv. Carte Géol. France.

Bigot (A.), 1929. — Notice explicative de la 2^e édition de la feuille n° 17 Cherbourg. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (série 8), t. II, p. 3-17.

Bigot (A.), 1929. — Réunion extraordinaire de la S.G.F. en Basse-Normandie et dans les Côtes-du-Nord du 11 au 19 septembre 1929. — *C.R. somm. S.G.F.*, p. 181-200.

Bigot (A.), 1933. — Déformation des grès cambriens aux environs de Cherbourg. — *C.R. Ac. Sc.*, t. 196, p. 515.

Bigot (A.), 1934. — Notice explicative de la 2^e édition de la feuille n° 16 les Pieux. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (série 8), t. VII, p. 19-38.

Bigot (A.), 1939. — Notes de géologie normande. — *Ibid.*, (série 9), t. I, p. 52 et suiv.

Bigot (A.), 1948. — A propos du Cambrien armoricain. — *C.R. somm. S.G.F.*, n° 8, p. 156-157.

Bigot (A.), 1948. — Géologie de la région à l'est de Granville. — *Annuaire Assoc. Norm.*, 109^e année, Granville (Congrès Assoc. Norm. des cinq départements).

Bigot (A.), 1948. — Notice explicative de la 3^e édition de la feuille n° 45 Falaise.

Bigot (A.), 1949. — Un paradis géologique perdu. — *Ann. Hébert et Haug*, t. VII, p. 19-29 (Livre jubil. Ch. Jacob).

Bigot (A.), 1950. — Les conglomérats cambriens de Hainneville-Brécourt et le Précambrien glaciaire. — *C.R. somm. S.G.F.*, n° 12, p. 213.

Bigot (A.), 1950. — Les conglomérats de Hainneville (Brécourt) et le glaciaire précambrien de Normandie. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (série 9), t. VI, p. 60-62, 1 figure.

Bigot (A.) & Jérémine (E.), 1923. — Observations nouvelles sur la géologie de la Hague. — *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXVI, p. 221.

Bigot (A.) & Mathieu (G.), 1943. — Notice explicative de la 2e édition de la feuille n° 61 Avranches. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (série 9), t. III, p. 43-47.

Bigot (A.) & Œhlert (D.-P.), 1905. — Notice explicative de la feuille Laval de la carte géologique. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (sér. 5), t. IX, p. 225-246.

Billings (M.-P.), 1942. — Structural Geology. — New York, Prentice-Hall, 473 pages.

Blackwelder (E.), 1932. — An ancient Glacial Formation in Utah. — *Journ. of Geol.*, vol. 40, p. 289.

Blackwelder (E.) : *cf.* Willis (B.), Blackwelder (E.) & Sargent (R.-H.).

Blavier (Ed.), 1837. — Essai de statistique minéralogique et géologique du département de la Mayenne. Paris.

Blavier (Ed.), 1842. — Études géologiques sur le département de l'Orne. — *Annuaire du département de l'Orne.*

Böggild (O. B.), 1907. — Sédiments sous-marins recueillis dans la mer du Groenland. Duc d'Orléans : Croisière océanographique accomplie à bord de la *Belgica* dans la mer du Groenland en 1905, p. 85-98, 1 planche (LX), 4 tableaux.

Bolelli (Ed.), 1944. — Observations sur la tectonique du contact Briovérien-Cambrien du flanc nord des synclinaux du sud de Rennes. — *C. R. somm. S.G.F.*, p. 171-173.

Bolelli (Ed.), 1951. — Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale au sud de Rennes : contact Briovérien-Cambrien. — *Mém. Soc. Géol. Min. Bret.*, t. IX, 68 pages, 6 planches.

Bonissent, 1860 (1861). — Quels caractères présentent les roches granitiques du département de la Manche et surtout celles des environs de Cherbourg. — *Congr. Sc. de Fr.*, 27e sess., Cherbourg, septembre 1860, p. 133.

Bonissent, 1864-1870. — Essai géologique sur le département de la Manche : 4 livraisons publiées de 1864 à 1870 dans les *Mém. Soc. Impériale des Sc. Nat. de Cherbourg :* 1864, t. X, p. 169-224; 1865, t. XI, p. 179-228; 1867, t. XIII, p. 5-84; 1870, t. XV, p. 255-312.

Bonissent, 1870. — Essai géologique sur le département de la Manche. — Cherbourg, éd. Feuardent, in-8°, 430 pages.

Boubée (N.), 1833. — Diverses observations sur le grès et le granite des environs de Vire et le diluvium du Calvados. — *B. S.G.F.*, (1), t. III, 6 mai 1833, p. 255-256 (15 lignes).

Bouillet (G.) & Cailleux (A.), 1949. — L'indice d'émoussé des galets de quartz. — *C. R. somm. S.G.F.*, n° 2, 24 janvier, p. 35-36.

Boyé (M.), 1950. — Glaciaire et périglaciaire de l'Ata-Sund nord-oriental (Groenland). — Paris, Hermann (*Expéditions polaires françaises :* missions P.-E. Victor, vol. I, 176 p.).

Brongniart (Alexandre), 1814. — Notice pour servir à l'histoire de cette partie du département de la Manche qu'on nomme le Cotentin, suivie de quelques considérations sur la classification géologique des terrains. — *Journal des Mines*, vol. 35, 1er semestre, p. 109-135.

Bucher (W. H.) : *cf.* Kindle (E. M.) & Bucher (W. H.).

Bucher (W. H.), 1917. — Large current-ripples as indicators of paleogeography. — *Proc. Nat. Acad. Sc.*, (3), p. 285-291.

Bucher (W. H.), 1919. — On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretation. — *Amer. Journ. of Sc.*, (4e sér.), vol. 47, p. 149-269, 14 figures.

Bunel (H.), 1829-1833 (1835). — Observations sur les terrains intermédiaires du département du Calvados. — *Mém. Soc. Linn. Norm.*, t. V, p. 91-100, séance du 5 septembre 1832.

Cahen (L.), Choubert (G.), Hindermeyer (J.) & Hollard (H.), 1953. — Sur la présence probable de tillites dans le Précambrien III de l'Anti-Atlas central. — *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVI, séance du 23 mars, p. 1292-1293.

Cailleux (A.) : *cf.* Bouillet (G.) & Cailleux (A.).

Cailleux (A.), 1945. — Distinction des galets marins et fluviatiles. — *B. S.G.F.*, (5), XV, p. 375-404.

Cailleux (A.), 1946-1947. — Granulométrie des formations à galets. *In :* La Géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe. — *Session extraordinaire des Soc. belges de Géol.*, 19-26 septembre 1946 (1947), p. 91-114.

Cailleux (A.), 1947. — L'indice d'émoussé : définition et première application. — *C. R. somm. S.G.F.*, 10 novembre, p. 250-252.

Campana (B.) & Wilson (R. B.), 1955. — Tillites and Related Glacial Topography of South Australia. — *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 48, n° 1, p. 1-30.

Carruthers (R. G.), 1939. — On northern glacial drifts : some peculiarities and their significance. — *Q. J.G.S.*, vol. 95, p. 299-333.

Carruthers (R. G.), 1953. — Glacial drifts and the Undermelt Theory. — Newcastle-upon-Tyne, Harold Hill & Son.

Castel, 1834. — Sur le granite du Calvados. — *B. S.G.F.*, (1), t. IV, p. 80-81.

Caumont (A. de), 1823-1824. — Première course géologique dans le département de la Manche : Géologie du département de la Manche. — *Mém. Soc. Linn. Calv.*, séance du 4 août 1823 (1824), p. 49-56.

Caumont (A. de), 1824-1825. — Mémoire géologique sur quelques terrains de la Normandie occidentale. — *Ibid.*, t. II, séances des 8 novembre 1824, 3 janvier 1825 et 7 février 1825, p. 447-597.

Caumont (A. de), 1825-1828. — Essai sur la topographie géognostique du département du Calvados. — *Mém. Soc. Linn. Norm.*, t. IV, p. 59-366 (communiqué en 1825, publié en 1828).

Caumont (A. de), 1825-1835. — Essai sur la distribution géographique des roches dans le département de la Manche : Extrait de diverses notices présentées à la Soc. Linn. de Norm., depuis 1825 jusqu'à 1829. — *Ibid.*, 1835 (Comptes rendus des années 1829 à 1833), t. V, p. 239-281.

Caumont (A. de), 1834-1838. — Sur la distribution des roches et une carte géologique du département de l'Orne. — *Ibid.*, 1838 (années 1834 à 1838), t. VI, p. 5-9.

CAUMONT (A. DE), 1834-1838. — Essai sur la distribution géographique des roches dans le département de la Manche (2e partie). — *Ibid.*, 1838 (années 1834 à 1838), t. VI, p. 249-278.

CAUMONT (A. DE), 1835. — Coup d'œil sur la constitution géographique des cinq départements de la Normandie. — *Annuaire de l'Assoc. Norm. des cinq départ. de l'anc. Norm.*, t. II, p. 57-96.

CAUMONT (A. DE), 1856. — Sur la chaux et les filons de cuivre et de plomb de La Meauffe près Saint-Lô, et sur la mine de cinabre de La Chapelle-en-Juger. — *Ibid.*, t. XXII, p. 451.

CAUMONT (A. DE), 1862-1864. — Note sur une nouvelle exploitation des ardoisières de Caumont-l'Éventé. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, 1864 (Comptes rendus des années 1862-1863), t. VIII, p. 45-49.

CAYEUX (L.), 1894. — Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain précambrien : 1re note sur les Radiolaires précambriens. — *B. S.G.F.*, (3), XXII, p. 197-228, pl. XI.

CAYEUX (L.), 1895. — De l'existence de nombreux débris de Spongiaires dans les phtanites du Précambrien de Bretagne. — *C. R. Ac. Sc.*, t. CXX, (1895-I), p. 279-282, séance du 4 février et aussi : *Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. XXIII, p. 52-65, pl. I-II.

CAYEUX (L.), 1929. — Les Roches sédimentaires de France : Roches siliceuses. — *Mém.Carte Géol. France*, VIII, 774 pages, 30 planches.

CHOUBERT (G.) : *cf.* CAHEN (L.), CHOUBERT (G.), HINDERMEYER (J.) & HOLLARD (H.).

CHOUBERT (G.), 1947. — La correspondance probable des séries précambriennes marocaines avec celles de l'A.O.F. — *C. R. somm. S.G.F.*, séance du 30 juin, p. 241-243.

CHOUBERT (G.), 1952. — Géologie du Maroc. — *XIXe Congr. géol. intern.*, Alger, 1952. *Monographies régionales*, 3e série : Maroc, n° 6, fasc. I, 2e partie : Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas, p. 77-172.

CIZANCOURT (H. DE), 1947. — Quelques problèmes de tectonique géométrique. — *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. II, n° 1, p. 3-24; n° 2, p. 81-98; n° 3, p. 141-154; n° 5, p. 252-254.

CLARKE (J. M.), 1918. — Strand and undertow markings of Upper Devonian time as indicators of the prevailing climate. — *Bull. New-York State Mus.*, (196), p. 199-238, pl. 13-14. (Abstract : *Bull. Geol. Soc. Amer.*, [29], p. 83.)

COLLINS (W. H.), 1925. — North Shore of Lake Huron. — *Canada Geol. Survey Mem.*, n° 143, p. 1-160.

COX (G. H.) & DAKE (C. L.), 1916. — Geological criteria for determining the structural position of sedimentary beds. — *Bull. Missouri Univ. School Mines*, 2 (4), p. 1-59.

CUSTODIS (A.) & SCHMIDT-THOMÉ (P.), 1939. — Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten-im-Allgaü. — *Neues Jahrb. für Min.*, (B), Beil. Bd 80.

DAKE (C. L.) : *cf.* COX (G. H.) & DAKE (C. L.).

DALE (T. N.) : *cf.* PUMPELLY (R.), WOLFF (J. E.) & DALE (T. N.).

DALIMIER (P.), 1861. — Stratigraphie des terrains primaires dans la presqu'île du Cotentin. — *Thèse Fac. Sc. Paris*, 1861, Imp. L. Martinet, et aussi *B. S.G.F.*, (2), t. XVIII, p. 663-666.

DALIMIER (P.), 1862. — Sur les terrains primaires des environs de Falaise. — *B. S.G.F.*, (2), t. XIX, p. 907-915.

DALY (R. A.), 1917. — Metamorphism and its phases. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 28, p. 126-127 (Abstract. : p. 375-418).

DANA (J. D.), 1876. — Geology, 2e éd., New-York.

DANA (J. D.), 1895. — Manual of Geology, 4e éd., New-York.

DANGEARD (L.) : *cf.* WEGMANN (E.), DANGEARD (L.) & GRAINDOR (M.-J.).

DANGEARD (L.), 1949. — Contribution à l'étude du Cambrien au sud de Caen. — *C. R. somm. S.G.F.*, séance du 9 mai, p. 167-169.

DANGEARD (L.), 1952. — La Normandie. — Paris, Hermann, 280 pages (*Actualités Sc. et Ind.*, n° 1140. — Géologie régionale de la France, vol. VII).

DANGEARD (L.), 1954. — Notice nécrologique sur Alexandre BIGOT (1863-1953). — *B. S.G.F.*, (6), t. IV, fasc. 4-6, p. 341-372.

DANGEARD (L.) & BATARD (Ch.), 1935. — Sur les poudingues intercalés dans les schistes briovériens au nord des Coëvrons (Mayenne et Sarthe) et sur la nature des mouvements cadomiens. — *C. R. Ac. Sc.*, t. CC, séance du 24 juin, p. 2199.

DANGEARD (L.) & GRAINDOR (M.-J.), 1949. — Sur quelques caractères des assises précambriennes au sud de Caen. — *C. R. somm. S.G.F.*, séance du 24 janvier, p. 14-15.

DANGEARD (L.) & GRAINDOR (M.-J.), 1950. — Sur la comparaison des assises les plus anciennes de Normandie et de Bretagne. — *Ibid.*, n° 7, séance du 17 avril, p. 113.

DANGEARD (L.) & GRAINDOR (M.-J.), 1951. — Sur la structure de la zone bocaine dans la région de Pontfarcy, près Vire (Calvados). — *Ibid.*, n° 12, séance du 18 juin, p. 212-213.

DANGEARD (L.) & GRAINDOR (M.-J.), 1953. — Découverte d'une tillite antécambrienne près de Caen. — *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVII, séance du 9 décembre, p. 1539-1540.

DARWIN (C.), 1860. — Journal of Researches during the Voyage of H.M.S. « Beagle ». — London, Thomas Nelson & Sons, 543 pages.

DAUBRÉE (G. A.), 1860. — Considérations sur la nature des actions métamorphiques qu'ont subies les roches des environs de Cherbourg. — *Congr. Sc. Fr.*, septembre 1860 (1861), XXVII, p. 171-174.

DAUBRÉE (G. A.), 1861. — Observations sur la nature des actions métamorphiques qu'ont subies les roches des environs de Cherbourg. — *Mém. Soc. Sc. nat. et math. Cherbourg*, t. VIII, p. 52-56.

DAVID (T. W. Edg.), 1950. — The Geology of the Commonwealth of Australia. — London, Ed. Arnold, 3 volumes.

DAVID (T. W. Edg.) & HOWCHIN (W.), 1896. — Note on the occurrence of cast of Radiolaria in Precambrian (?) Rocks South Australia. — *Linn. Soc. of N. S. Wales (Sydney) Proc.*, vol. XXI, p. 571-583, pl. XXXIX-XL.

DEFLANDRE (G.), 1949. — Les soi-disant Radiolaires du Précambrien de Bretagne et la question de Radiolaires embryonnaires fossiles. — *Bull. Soc. Zool. Fr.*, 74e vol., p. 351.

DEFLANDRE (G.), 1955. — *Palaeocryptidium n. g. cayeuxi n. sp.*, microorganismes *incertae sedis* des phtanites briovériens bretons. — *C. R. somm. S.G.F.*, séance du 16 mai 1955.

De Geer (G.), 1910. — A geochronology of the last twelve thousand years. — *XI^e Congr. géol. intern.*, Stockholm, C. R., fasc. I, p. 241-253.

De Geer (G.), 1940. — Geochronologia Suecica. Principles. — *Kgl. Sv. Vetensk. Akad.*, (III sér.), vol. 18, n° 6, 367 pages, 65 figures, 90 planches.

Delage, 1879. — Études géologiques suivant le profil en long du chemin de fer d'Avranches à Dol. — *B. S.G.F.*, (3), t. VII, p. 676-677.

Delage, 1880. — Étude des couches rencontrées par le chemin de fer d'Avranches à Lamballe. — *Soc. Études scient. du Finistère*, 107 pages, 5 planches.

Delattre (Ch.) & Pruvost (P.), 1952. — Le poudingue de Plusquellec (Côtes-du-Nord). — *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXII, p. 113-118.

Demay (A.), 1942. — Microtectonique et tectonique profonde. — *Mém. Carte Géol. France*, Paris, 1942.

Demay (A.), 1949. — Analyse stratigraphique et structurale du cristallophyllien. — *B. S.G.F.*, (5), t. XIX, fasc. 4-6, p. 299-311.

Derry (D. R.), 1939. — Some examples of detailed structure in early pre-Cambrian rocks of Canada. — *Q. J. G. S.*, (95), p. 109-133.

Deslongchamps (E. Eudes-), 1864. — Études sur les étages jurassiques inférieurs de la Normandie. — Caen.

Desnoyers (J.), 1825. — Note supplémentaire au mémoire sur la craie et les terrains tertiaires du Cotentin. — *Mém. Soc. Hist. Nat. Paris*, t. II, p. 397-407.

Douglas (G. V.), Milner (R. L.) & Mac Lean (J.), 1937. — The deposition of the Halifax series. — *Nova Scotian Dept. Pub. Works and Mines Ann. Rept.*, (2), p. 34-45.

Dubourg d'Isigny, 1838. — Aperçus généraux sur la topographie géognostique et botanique de l'arrondissement de Vire. — *Mém. Soc. Linn. Norm.*, t. VI, 1838 (années 1834 à 1838), p. 147-170.

Dufrénoy (P.-A.), 1838. — Mémoire sur l'âge et la composition des terrains de transition de l'ouest de la France. — *Ann. des Mines*, série 3, t. XIV, p. 213, pl. III, fig. 3.

Dufrénoy (P.-A.) & Élie de Beaumont (L.), 1841. — Explication de la carte géologique de France. — Tome I, chap. III.

Duhamel, 1798. — Essai sur la lithologie du département de la Manche pour faire suite au Mémoire sur la minéralogie de ce département. — *Journal des Mines*, t. IX, n° LII, nivôse, an VII, p. 249-294.

Du Toit (A. L.), 1926. — The geology of South Africa. — London.

Du Toit (A. L.), 1939. — *Idem*, 2^e éd., Edinburgh-London, Oliver & Boyd, 539 pages.

Edwards (E. M.) : *cf.* Kindle (E. M.) & Edwards (E. M.).

Élie de Beaumont (L.) : *cf.* Dufrénoy (P.-A.) & Élie de Beaumont (L.).

Élie de Beaumont (L.), 1847-1852. — Note sur les systèmes de montagnes. — La publication de cette notice commencée dans le *Dictionnaire des Sc. Nat.*, de Charles d'Orbigny a été achevée en 3 volumes in-32 chez P. Bertrand. Ouvrage présenté à l'Académie en 1852.

Emery (K. O.), 1941. — Transportation of rock particles by sea-mammals. — *Journ. Sedimentary Petrology*, (II), p. 92-93.

Emery (K. O.) & Tschudy (R. H.), 1941. — Transportation of rock by kelp. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 52, p. 855-862.

Flint (R. F.), 1947. — Glacial geology and the pleistocene epoch. — New-York, John Wiley.

Fourmarier (P.), 1922. — Le clivage schisteux dans les terrains paléozoïques de la Belgique. — *XIII^e Congr. géol. intern.*, Belgique, 1922.

Fourmarier (P.), 1923. — De l'importance de la charge dans le développement du clivage schisteux. — *Bull. Cl. Sciences Acad. Roy. Belg.*, 13 novembre 1923.

Fourmarier (P.), 1934. — Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique : ses enseignements dans le domaine de la géologie générale. — Liège.

Fourmarier (P.), 1936-1937. — Essai sur la distribution, l'allure et la genèse du clivage schisteux dans les Appalaches. — *Soc. Géol. Belg. : Mémoires*, t. LX, fasc. 2, p. M69-M130.

Fourmarier (P.), 1937-1939. — Considérations générales sur le développement de la schistosité dans les terrains plissés. — *XVII^e Congr. géol. intern.*, Moscou, 1937 (1939), t. I.

Fourmarier (P.), 1944. — Principes de Géologie, 2^e éd. — Paris, Masson, 2 volumes (3^e éd., 1950).

Fourmarier (P.), 1947. — Quelques observations sur la genèse des grands décrochements horizontaux. — *In :* Hommage de la Fac. des Sc. appliquées à l'Association des ingénieurs sortis de l'École de Liège à l'occasion de son centenaire. — Liège, p. 1-5.

Fourmarier (P.), 1947. — Sur quelques particularités de la schistosité. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXI, bull. n° 3, p. B59-B69.

Fourmarier (P.), 1948. — Schistosité régionale et schistosité locale. — *Archives des Sciences* (Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève), vol. I, fasc. I, p. 188.

Fourmarier (P.), 1949. — L'étirement des roches et la schistosité. — *B. S.G.F.*, (5), t. XIX, p. 569-577, 1 figure.

Fourmarier (P.), 1951 *a*. — L'influence des déplacements relatifs dans la production de la schistosité. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXIV, juin.

Fourmarier (P.), 1951 *b*. — Schistosité, foliation et microplissement. — *Archives des Sciences* (Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève), vol. 4, fasc. I.

Fourmarier (P.), 1952. — Aperçu sur les déformations intimes des roches en terrains plissés. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXV, mars, p. B181-B194.

Fourmarier (P.), 1953. — Schistosité et grande tectonique. — *Ibid.*, t. LXXVI, p. B275-B301.

Fourmarier (P.) & Graulich (J. M.), 1952. — La notion de rétroschistosité. — *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXIV, séance du 25 février, p. 910-912.

FRANCIS-BŒUF (Cl.), 1947. — Recherche sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaire. — *Ann. Inst. Océanogr.*, t. XXIII, fasc. 3.
FURON (R.), 1947. — Sur le Cambrien et l'Ordovicien marins de l'Ouest africain. — *C. R. somm. S.G.F.*, 16 juin, p. 233-234.
FURON (R.), 1950. — Géologie de l'Afrique. — Paris, Payot, 1 volume in-8°, 350 pages, 34 figures.
GOGUEL (J.), 1945. — Sur l'origine mécanique de la schistosité. — *B. S.G.F.*, (5), t. XV, p. 509-522.
GOGUEL (J.), 1952. — Traité de tectonique. — Paris, Masson et C^ie, 1 volume in-8°, 383 pages, 203 figures.
GOGUEL (J.), 1954. — Levé gravimétrique détaillé du Bassin parisien. — *Publ. B.R.G.G.M.*, n° 15, 31 pages, 14 figures, 1 carte.
GRAINDOR (M.-J.) : *cf.* 1° DANGEARD (L.) & GRAINDOR (M.-J.); 2° WEGMANN (E.), DANGEARD (L.) & GRAINDOR (M.-J.).
GRAINDOR (M.-J.), 1950. — Quelques remarques sur le Précambrien de Granville. — *C. R. somm. S.G.F.*, n° 7, 17 avril, p. 114-115.
GRAINDOR (M.-J.), 1951. — A propos d'un captage d'eau dans le Précambrien, à Couvains (Manche). — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, 5 février, p. 1-3.
GRAINDOR (M.-J.), 1951. — A propos du poudingue de Hainneville. — *C. R. somm. S.G.F.*, n° 8, 23 avril, p. 123-124.
GRAINDOR (M.-J.), 1952. — Sur la présence d'un calcaire dans le Briovérien de Granville. — *Ibid.*, n° 3, 4 février, p. 39-40.
GRAINDOR (M.-J.), 1952. — Comparaison de sédiments briovériens de la Sarthe avec ceux de Granville. — *Ibid.*, n° 10, 19 mai, p. 181-182.
GRAINDOR (M.-J.), 1953. — Sur l'âge du granite d'Athis (Orne). — *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVI, séance du 2 février, p. 504-506.
GRAINDOR (M.-J.), 1954. — Note préliminaire sur la glaciation infracambrienne dans le massif armoricain. — *B. S.G.F.*, (6), t. IV, 1^er février, p. 17-24.
GRAULICH (J. M.) : *cf.* FOURMARIER (P.) & GRAULICH (J. M.).
GROUT (F. F.), 1932. — Petrography and Petrology. — New-York, Mc Graw-Hill, 522 pages.
GRUNER (J. W.), 1941. — (With C. E. DUTTON, G. R. GIBSON & F. F. GROUT as contributors). Structural Geology of the Knife Lake area of northeastern Minnesota. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 52, p. 1577-1642.
GUILLIER (E.), 1886-1888. — Géologie du département de la Sarthe pour servir à l'explication de la carte géologique et agronomique de la Sarthe. — Le Mans, typogr. Monnoyer; Paris, Comptoir de Géologie, 1 volume in-4°, 438 pages, 49 figures.
GUYERDET (A.), 1883. — Fragments de géologie normande. — *Congr. de l'A.F.A.S.*, session de Rouen, p. 485-491.
HARKER (A.), 1939. — Metamorphism. — 2^e éd., London, Methuen.
HAUG (É.), 1907. — Traité de Géologie. Tome I : Les Phénomènes géologiques. — Paris, A. Colin.
HAÜY (R. J.), 1822. — Traité de cristallographie. — Paris, Bachelier, 2 volumes in-8.
HÉBERT (E.), 1885. — Observations relatives au mot « Cambrien ». — *C. R. Ac. Sc.*, t. CI, p. 1296.
HÉBERT (E.), 1885-1886. — Phyllades de Saint-Lô et conglomérats pourprés du nord-ouest de la France. — *B. S.G.F.*, (3), t. XIV, p. 713-714, 10 figures.
HÉBERT (E.), 1886. — Observations sur les groupes sédimentaires les plus anciens du nord-ouest de la France. — *C. R. Ac. Sc.*, t. CIII, p. 231-233, 303-308, 367-371.
HEIM (Albert), 1878. — Mechanismus der Gebirgsbildung. — Bâle, vol. II, p. 12-31.
HÉRAULT, 1824. — Mémoire sur les principales roches qui composent le terrain intermédiaire dans le département du Calvados. — *Mém. Soc. Linn. Calv.*, t. I, séance du 3 mai, p. 249-271.
HÉRAULT, 1825. — Note sur l'argent natif de Curcy (Calvados). — *Ann. des Mines*, (série I), t. XI, p. 71.
HILL (Rev. E.), 1884. — On the rocks of Guernsey (with an appendix on the rocks referred to by Ch. BONNEY). — *Q. J. G. S.*, vol. XL, p. 404.
HILL (Rev. E.), 1887. — On the rocks of Sark, Herm and Jethou. — *Ibid.*, vol. XLIII, p. 322.
HILL (Rev. E.), 1889. — The rocks of Alderney and the Casquets. — *Ibid.*, vol. XLIV, p. 380.
HINDERMEYER (J.) : *cf.* CAHEN (L.), CHOUBERT (G.), HINDERMEYER (J.) & HOLLARD (H.).
HOLLARD (H.) : *cf.* CAHEN (L.), CHOUBERT (G.), HINDERMEYER (J.) & HOLLARD (H.).
HOLMSEN (G.), 1934. — Lerfall i ärene (1930-1932). — *Norges Geol. Unders.*, Nr 140, Oslo.
HÖRNER (N. G.), 1944. — Moräns mekaniska sammansättning. Nagra övervägande i anknytning till moränskärningar i Uppsalatrakten. — *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, (66), III, p. 699-720, 17 figures.
HOWCHIN (W.) : *cf.* DAVID (T. W. E.) & HOWCHIN (W.).
INGERSON (E.) : *cf.* KNOPF (E. B.) & INGERSON (E.).
JAYET (A.), 1952. — Quelques caractéristiques peu connues des dépôts glaciaires pléistocènes et actuels. — *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 45, n° 2, p. 287-293.
JÉRÉMINE (E.) : *cf.* 1° BIGOT (A.) & JÉRÉMINE (E.); 2° LUGEON (M.) & JÉRÉMINE (E.).
JÉRÉMINE (E.), 1923-1924. — La prétendue syénite de Coutances. — *C. R. Ac. Sc.*, t. 178, séance du 26 décembre 1923, p. 99-101.
JÉRÉMINE (E.), 1930. — Étude pétrographique de la Hague (Manche). — *B. S.G.F.*, (4), t. XXX, p. 3-50.
JÉRÉMINE (E.), 1932. — Granite de Barfleur (Manche) et ses enclaves. — *65^e Congrès des Soc. savantes*, p. 163-171.
JÉRÉMINE (E.), 1942. — A propos d'un schiste à sillimanite près de Jerdeux (Hague). — *B. S. G. F.*, (5), t. XII, p. 21-24, pl. II.
JODOT (P.), 1942. — Présence de galets de schiste micacé et de microbrèche de phtanites polygènes à Radiolaires du Précambrien dans le poudingue cambrien de la Roche d'Oëtre (Orne). — *C. R. somm. S.G.F.*, n° 15, 7 décembre, p. 190-191.
JOHNSON (D. W.), 1929. — Geomorphologic aspects of rift valleys. — *XV^e Congr. géol. intern.*, Afrique du Sud, C. R., t. II, p. 354.
JOURNAUX (A.), 1953. — Dépôt actuel de varves lacustres en Normandie. — *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXV, séance du 22 décembre 1952, p. 1669-1672.
JUNG (J.) & ROQUES (M.), 1936. — Les zones d'isométamorphisme dans les terrains cristallophylliens du Massif Central français. — *Revue Sc. Nat. Auvergne*, t. I, fasc. 4.

Jussieu (B. de), 1719. — Observation sur ce qui se pratique aux mines d'Almaden en Espagne pour en tirer le mercure et sur le caractère des maladies de ceux qui y travaillent. — *Mém. Ac. Sc.*, 15 novembre 1719.
Kaiser (E.), 1934. — « Geröltone ? » — *Centralbl. für Min., Geol., Paläont.*, Abt. B, p. 136-139.
Kalkowsky (E.), 1893. — Ueber Geröll-Thonschiefer glacialen Ursprungs im Kulm des Frankenwaldes. — *Zeitschr. deutschen geol. Gesellsch.*, Bd 45, p. 69-86.
Kerforne (F.), 1901. — Discordance du Cambrien sur le Précambrien, près de Rennes. — *B. S.G.F.*, (4), t. I, p. 258-259, 1 figure.
Kerforne (F.), 1919. — Étude tectonique de la région silurienne du sud de Rennes (Nappe de la Vilaine). — *Bull. Carte Géol. France*, t. XXIII, n° 139, p. 125-162.
Kerforne (F.), 1921. — Sur l'âge des couches les plus anciennes du Massif Armoricain. — *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXII, p. 113-114.
Kerforne (F.), 1923. — Le Briovérien dans le Massif Armoricain. — *Bull. Soc. Géol. Min. Bret.*, t. IV, p. 123-132, 2 figures.
Kindle (E. M.), 1917. — Recent and fossil ripple-marks. — *Canada Depart. of Mines. Geol. Surv. Museum Bull.*, n° 25, III, 121 pages, figure.
Kindle (E. M.) & Bucher (W. H.), 1932. — Ripple-mark and its interpretation. — *In :* Twenhofel, « Treatise on Sedimentation », p. 632-668, Baltimore, The Williams & Wilkins Company.
Kindle (E. M.) & Edwards (E. M.), 1924. — Literature of ripple-mark. — *Pan-Amer. Geologist*, (41), p. 191-203.
Knopf (E. B.) & Ingerson (E.), 1938. — Structural Petrology. — *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 6, p. 245-251.
Kockel (C. W.), 1933. — Die Randsenke des Ostbalkans. — *Geol. Rundsch.*, Bd 24, p. 1-14, 4 figures.
Kuenen (Ph. H.), 1953. — Significant feature of graded bedding. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 37, n° 5, p. 1044-1066.
Kuenen (Ph. H.) & Migliorini (C. I.), 1950. — Turbidity currents as a cause of graded bedding. — *Journ. of Geol.*, vol. 58, n° 2, p. 91-127, 7 figures.
Lacroix (A.), 1898-1899. — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. 1er Mémoire. — *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. X, p. 241.
Lahee (F. H.), 1941. — Field Geology. — 4e éd., New-York, Mc-Graw-Hill, 853 pages.
Lapadu-Hargues (P.), 1953. — Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. — *B. S.G.F.*, (6), t. III, p. 153-173.
Lapparent (A. de), 1884. — Note sur les roches éruptives de l'île de Jersey. — *B. S.G.F.*, (3), t. XII, p. 284-289.
Lapparent (A. de), 1886-1887. — Observation sur un sphéroïde de pyroméride de Jersey. — *Ibid.*, (3), t. XVII, 18 mars 1887, p. 446-447.
Lapparent (A. de), 1906. — Traité de Géologie. — 5e éd., Paris, Masson et Cie.
Latham (R. G.) : *cf.* Ansted (D. T.) & Latham (R. G.).
Lebesconte (P.) : *cf.* Barrois (Ch.) & Lebesconte (P.).
Lebesconte (P.), 1881. — Classification des assises siluriennes de l'Ille-et-Vilaine et des départements voisins. — *B. S.G.F.*, (3), t. X, p. 55-68, 21 novembre.
Lebesconte (P.), 1886. — Constitution générale du Massif breton comparée à celle du Finistère. — *Ibid.*, (3), t. XIV, 22 août, p. 776-820; pl. XXXIV-XXXVI.
Lebesconte (P.), 1891. — Existe-t-il une série d'assises nouvelles entre les schistes rouges et le grès armoricain ? — *Ibid.*, (3), t. XIX, p. 15.
Leclerc de Flécheray, 1680-1857. — Description du comté de Laval, mines, métaux et autres richesses. — Rédigée en 1680, publiée en 1857 dans *Ann. de la Mayenne*, p. 13.
Lecornu (L.), 1886-1887. — Sur le Silurien des vallées de l'Orne et de l'Odon. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (sér. 4), t. I, p. 19-33, 1 pl.-coupe.
Lee (J. S.), 1929. — The geology of China. — London, Th. Murby.
Leith (C. K.), 1913. — Structural Geology. — New-York, Henry Holt, 169 pages.
Leith (C. K.), 1923. — *Idem.* — Rev. éd., New-York, Henry Holt, 390 pages.
Leith (C. K.), 1923 *a*. — Field versus laboratory evidence in the identification of metamorphic rocks. — *Econ. Geol.*, (18), p. 288-290.
Lesdos (J.), 1861. — Géologie de l'arrondissement de Cherbourg. — *Annuaire de l'Assoc. Norm. des cinq départ. de l'Anc. Norm.*, t. XXVII, p. 211, Caen.
Letellier (M.-J.), 1877-1878. — Note géologique sur les terrains traversés par le chemin de fer d'Alençon à Domfront. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (sér. 3), t. II, p. 340-350.
Lionnet (G.), 1883-1884. — Réunion de la Soc. Géol. de Normandie à Cherbourg. — *Bull. Soc. Géol. de Norm.*, t. X, p. 53-70.
Lugeon (M.) & Jérémine (E.), 1950. — Sur la confirmation de la présence d'un Précambrien d'origine glaciaire en Normandie (Manche). — *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXX, p. 1549-1550.
Lundquist (G.), 1935. — Blockundersökningar, historik och metodik. — *Sveriges Geol. Unders.*, sér. C, n° 390, 45 pages, 23 figures.
Lundquist (G.), 1946. — Blekingemoränens blockhalt. — *Ibid.*, sér. C, n° 478, 20 pages, 8 figures.
Mac Connel (R. H.) : *cf.* Shenon (P. J.) & Mac Connel (R. H.).
Macculoch (J.), 1811. — Account of Guernsey and the other Channel Islands. — *Trans. Geol. Soc. London*, t. I, p. 1-22.
Mac Lean (J.) : *cf.* Douglas (G. V.), Milner (R. L.) & Mac Lean (J.).
Marcou (J.), 1884. — Sur les noms des terrains fossilifères les plus anciens. — *B. S.G.F.*, (3), t. XII, p. 517-533.
Martin (N. R.), 1951-1953. — The structure of the granite massif of Flamanville (Manche, N.-W. France). Thèse déposée au Laboratoire de géologie de la faculté des Sciences de Caen. Publiée en 1953 dans *Q.J.G.S.*, vol. CVIII, p. 311-342, pl. XV-XVIII.
Mathieu (G.) : *cf.* Bigot (A.) & Mathieu (G.).

MATHIEU (G.), 1942. — Le métamorphisme autour du granite de Vire et le gisement de ce granite. — *C. R. Ac. Sc.*, séance du 29 juin, p. 1007.
MATHIEU (G.), 1943. — Sur les rhyolites et les granites prévarisques en Normandie et en Vendée. — *B. S.G.F.*, (5), t. XIII, p. 139-151.
MATHIEU (G.), 1944. — Essai sur les granites du Massif Armoricain. — *Revue scientifique*, t. LXXXII, p. 15-24.
MEAD (W. J.), 1940. — Folding, rock flowage, and foliate structures. — *Journ. of Geol.*, (48), p. 1007-1021.
MELTON (F. A.), 1929. — A reconnaissance of the joint systems in the Onachita Mountains and central plains of Oklahoma. — *Journ. of Geol.*, vol. 37, p. 733-738.
MENCHIKOFF (N.), 1949. — Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental. — *Ann. Hébert et Haug*, t. VII, p. 303-325, (Livre jubil. CH. JACOB).
MICHEL-LÉVY (A.), 1892. — Sur les schistes de Saint-Lô et les roches qui les séparent des grès armoricains. — *B. S.G.F.*, (3), t. XX, *in :* C.R. séances, p. XC-XCI.
MIGLIORINI (C. I.) : *cf.* KUENEN (P. H.) & MIGLIORINI (C. I.).
MILNER (R. L.) : *cf.* DOUGLAS (G. V.), MILNER (R. L.) & MAC LEAN (J.).
MILON (Y.), 1928. — Recherche sur les calcaires paléozoïques et briovériens de Bretagne. — Thèse, Rennes, 1928, imprimerie Oberthur.
MOOS (A. VON), 1938. — Sedimentpetrographische Untersuchungen in Ostgrönland. — *Meddelelser om Grønland* 103, (4), 76 pages, 4 figures.
MORAND, 1768-1776. — L'art d'exploiter les charbons de terre. — S. n. s. l., 2 vol., petit in-folio.
MORET (L.), 1947. — Précis de géologie. — Paris, Masson, 637 pages, 313 figures (2e éd. : 1955).
MORTELMANS (G.), 1947. — Une cause d'erreur en préhistoire, la taille glaciaire. — *Bull. Soc. belge A. P.*, t. LVIII, p. 60-71.
MOURANT (A. E.), 1931. — Conglomerates and grit in the Jersey Shales. — *Bull. Soc. Jersiaise*, t. XI, p. 332.
MOURANT (A. E.), 1933. — Geology of the Eastern Jersey. — *Q.J.G.S.*, t. LXXXIX, p. 273.
MOURANT (A. E.), 1933. — The raised beaches and other terraces of the Channel Islands. — *Geol. Mag.*, vol. LXX, p. 55-56, 3 figures.
MOURANT (A. E.), 1936. — Contributions à l'étude géologique des îles de la Manche et du Trégorrois. — *Mém. Soc. Géol. Min. Bret.*, t. III. Réunion extraordinaire à Jersey, 9-14 septembre 1934.
MÜLLER (L.), 1933. — Untersuchungen über statistische Kluftmessung. — *Geol. u. Bau.*, Jahrg. 5, Heft I, p. 206-207, 214-216, 227-228, 231-234.
MURCHISON (R. I.) : *cf.* SEDGWICK (A.) & MURCHISON (R. I.).
NEVIN (C. M.), 1942. — Principles of structural geology. — 3e éd., New-York, John Wiley, 320 pages.
NORIN (E.), 1929-1930. — An occurrence of late paleozoic tillite in the Kuruk-Tagh Mountains, Central Asia. — *XVe Congr. geol. intern.*, Afrique du Sud, C.R., vol. II, p. 74-76.
NORIN (E.), 1930. — Preliminary note on an occurrence of late paleozoic tillite in the Kuruk-Tagh Mountains, Sin-Kiang, China. — *Bull. Geol. Soc. of China*, vol. 9, n° 1, p. 93-94.
NOURY (Ch.), 1886. — Géologie de Jersey. — Paris, Savy, in-8°, 177 p., 4 pl., 1 carte.
ŒHLERT (D.-P.) : *cf.* BIGOT (A.) & ŒHLERT (D.-P.).
ŒHLERT (D.-P.), 1889. — Sur la constitution du Silurien dans la partie orientale de la Mayenne. — *C.R. Ac. Sc.*, séance 17 juin.
ŒHLERT (D.-P.), 1891. — Sur le Silurien inférieur dans les Coëvrons. — *B. S.G.F.*, (3), t. XIX, p. 355-361.
ŒHLERT (D.-P.), 1899. — Notice explicative de la feuille n° 77, Mayenne.
ŒHLERT (D.-P.), 1903. — Géologie de la Mayenne. — Laval, Goupil, in-8°, 24 p.
ŒHLERT (D.-P.), 1909. — Livret-guide pour la réunion extraordinaire de la S.G.F. dans la Mayenne et dans la Sarthe du 28 août au 7 septembre 1909. — Laval, in-16°.
ŒHLERT (D.-P.), 1912. — Compte rendu de la réunion extraordinaire de la S.G.F. dans la Mayenne et dans la Sarthe du 28 août au 7 septembre 1909. — *B. S.G.F.*, (4), t. XII, p. 545-672, 44 fig., 7 pl.
OMALIUS D'HALLOY (J. J. D'), 1814. — Note sur le gisement de quelques roches granitoïdes dans le nord-ouest de la France. — *Journal des Mines*, vol. 35, p. 136-140.
OULIANOFF (N.), 1937. — Superposition des tectoniques successives. — *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. 59, n° 243, p. 429-436.
OULIANOFF (N.), 1937. — Les tréfonds de la croûte terrestre. — *Ibid.*, vol. 59, n° 244.
OULIANOFF (N.), 1941. — Plis-failles et morphologie. — *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 34, n° 2, déc., p. 176-178.
OULIANOFF (N.), 1949. — Les problèmes des tectoniques superposées et les méthodes géophysiques. — *Bull. Lab. Géol. Min. Géophys. Univ. Lausanne*, n° 92.
PAREYN (Cl.), 1954. — Le bassin houiller de Littry (Calvados). — *Publ. B.R.G.G.M.*, n° 14, 132 p.
PELLETIER (M.) : *cf.* THORAL (M.) & PELLETIER (M.).
PETTIJOHN (F. J.), 1943. — Archaean sedimentation. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 54, p. 925-972.
PHILIPPOT (A.), 1952. — Sur la présence d'Éponges réticulées (Dictyospongidés et Lyssacines) dans le Briovérien de Bretagne. — *C.R. Ac. Sc.*, t. 235, séance 11 août, p. 438-440.
PINCUS (H. J.), 1951. — Statistical methods applied in the study of rock fractures. Quantitative comparative analysis of fractures in gneisses and overlying sedimentary rocks of Northern New-Jersey. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 62, p. 81-130, 24 fig.
PLYMEN (G. H.), 1927. — The geology of Jersey. — *Proc. Geol. Assoc.*, vol. XXXII, p. 151.
PRUVOST (P.) : *cf.* 1° BARROIS (Ch.) & PRUVOST (P.); 2° DELATTRE (Ch.) & PRUVOST (P.).
PRUVOST (P.), 1949. — Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. — *Ann. Hébert et Haug*, t. VII, p. 345-362. (Livre jubil. Ch. JACOB).
PRUVOST (P.), 1950. — A propos des poudingues briovériens et cambriens de Normandie et de Bretagne. — *C.R. somm. S.G.F.*, p. 205.

PRUVOST (P.), 1951. — L'Infracambrien. — *Bull. Soc. Belg. Géol. Paléont. Hydrol.*, t. LX, fasc. I, p. 43-65.
PRUVOST (P.), 1954. — Observation à la « Note préliminaire sur la glaciation infracambrienne dans le Massif Armoricain » de M. J. GRAINDOR. — *B. S.G.F.*, (6), t. IV, p. 24.
PRUVOST (P.) & WATERLOT (G.), 1941. — Légende de la feuille de Saint-Brieuc (2e édition), n° 59 de la carte géologique de la France au 1/80.000.
PUILLON-BOBLAYE, 1827. — Essai sur la configuration et la constitution géologique de la Bretagne. — *Mém. du Muséum*, t. XV.
PUMPELLY (R.), WOLFF (J. E.) & DALE (T. N.), 1894. — Geology of the Green Mountains, Massachusetts. — *U.S. Geol. Survey, Monograph*, n° 23, p. 1-206.
RAGUIN (E.), 1946. — Géologie du granite. — Paris, Masson et Cie, 211 p., 46 fig.
RENAULT (Ch.), 1882-1883. — Étude stratigraphique du Cambrien et du Silurien dans les vallées de l'Orne et de la Laize. — *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (sér. 3), t. VII, p. 17-27.
ROQUES (M.) : *cf.* JUNG (J.) & ROQUES (M.).
RUST, 1892. — Mémoire sur les Radiolaires fossiles du Trias. — *Palaeontographica*, Bd 38, p. 118.
SANDER (B.), 1911. — Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. — *Tschermak's Min. Petrogr. Mitteil.*, Bd. 30, p. 281-314, 1 fig., 2 pl.
SANDER (B.), 1930. — Gefüge der Gesteine mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite. — Wien, Springer, VI + 352 pages, 155 figures, 245 diagrammes.
SANDER (B.), 1948. — Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I Teil : Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. — Wien et Innsbruck, Springer-Verlag.
SANDER (B.), 1951. — Über einige Innsbrucker Institutsarbeiten seit 1940. — *Geol. Rundsch.*, Bd 39, Heft I, p. 122-129.
SARGENT (R. H.) : *cf.* WILLIS (B.), BLACKWELDER (E.) & SARGENT (R. H.).
SCHMIDT (W.), 1925. — Gefügestatistik. — *Tschermak's Min. Petrogr. Mitteil*, Bd 38, p. 392-423.
SCHMIDT-THOME (P.) : *cf.* CUSTODIS (A.) & SCHMIDT-THOME (P.).
SCOTT (H. W.) : *cf.* BELYEA (H. R.) & SCOTT (H. W.).
SEDERHOLM (J. J.), 1899. — Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. — *Bull. Comm. Géol. Finlande*, t. I, n° 6, fév. 1899, 254 p., 96 fig., 5 pl., 2 cartes.
SEDERHOLM (J. J.), 1926. — On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Part II : The region around Barösundsfjärd. — *Ibid.*, n° 77.
SEDGWICK (A.) & MURCHISON (R. I.), 1835. — On the Silurian and Cambrian systems, exhibiting the order in which the older sedimentary strata succeed each other in England and Wales. — *Brit. Assoc. Rep.*, p. 59.
SEDGWICK (A.) & MURCHISON (R. I.), 1852. — The Cambrian and Silurian discussion. — *Edinb. New Phil. Journal*, (Old Ser.), vol. LIII, p. 102.
SHACKLETON (R. M.), 1940. — The succession of rocks in the Dingle Peninsula County Derry. — *Royal Irish Acad. Proc.*, vol. 46, p. 1-12.
SHARPE (D.), 1847. — On slaty cleavage. — *Q.J.G.S.*, vol. III, p. 74.
SHENON (P. J.) & MAC CONNEL (R. H.), 1940. — Use of sedimentation fractures and cleavage in the recognition of overturned strata. — *Econ. Geol.*, vol. 35, p. 430-444.
SHROCK (R. R.), 1948. — Sequence in layered rocks. — New-York, Mc-Graw-Hill, 507 p.
SOKOLOV (N. N.), 1947. — (Principes de stratigraphie des sédiments glaciaires). — *Bull. Soc. Géogr. U.R.S.S.*, t. 79, n° 1, p. 13-20, 2 fig.
SORBY (H. C. S.), 1853. — On the origin of slaty cleavage. — *Edinb. New Phil. Journ.*, (Old Ser.), vol. LV, p. 137.
SORBY (H. C. S.), 1908. — On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks. — *Q.J.G.S.*, vol. 64, p. 171-233.
TABARD (F. A.), 1856. — Mémoire sur quelques observations relatives à la botanique et à la géologie de l'arrondissement de Saint-Lô. — *Mém. Soc. Linn. Norm.*, t. 10 (1854-1855), p. 323-334.
TANTON (T. L.), 1926. — Recognition of the Coutchiching near Steep rock Lake, Ontario. — *Royal Soc. Canada Trans.*, 20, (4), p. 39-49.
TCHURAKOV (A. N.), 1932. — Traces of Proterozoic Glaciation in the southern part of Central Siberia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 43, p. 581.
TEILHARD DE CHARDIN (P.), 1919. — Sur la structure de l'île de Jersey. — *B. S.G.F.*, (4), t. XIX, p. 273-278, 2 fig.
TERCIER (J.), 1947. — Le flysch dans la sédimentation alpine. — *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 40, n° 2.
THORAL (M.) & PELLETIER (M.), 1948. — A propos du Cambrien armoricain. — *C.R. somm. S.G.F.*, p. 117.
TRANSON (A.), 1851. — Essai d'une description géologique de l'île de Jersey. — *Ann. des Mines*, (4e sér.), t. 20, p. 501-526.
TRIGER, 1834. — Essai de carte géologique des départements de la Mayenne et de la Sarthe. — *C.R. Ac. Sc.*, p. 7.
TROMELIN (G. LE GOARANT DE), 1877. — Étude des terrains paléozoïques de la Basse-Normandie, particulièrement dans les départements de l'Orne et du Calvados. — *A.F.A.S.*, 6e session, le Havre, p. 493-501.
TROMELIN (G. LE GOARANT DE) et LEBESCONTE (P.), 1875. — Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements de Maine-et-Loire, Loire-Inférieure, Morbihan, avec des observations sur les terrains paléozoïques de l'ouest de la France. — *A.F.A.S.*, 4e session, Nantes, p. 601-661.
TSCHUDY (R. H.) : *cf.* EMERY (K. O.) & TSCHUDY (R. H.).
VAN HISE (C. R.), 1896. — Principles of North American Pre-Cambrian geology. — *U.S. Geol. Survey, Ann. Rept*, 16, (1), p. 571-843 et aussi : *Amer. Jour. Sci.*, (4), vol. 2, p. 205-213.
VAN HISE (C. R.), 1909. — Principles of the classification and correlation of the Pre-Cambrian rocks. — *Journ. of Geol.*, vol. 17, p. 97-104.

VISTELIUS (A. B.), 1949. — (Au sujet du mécanisme du litage). — *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, t. 65, n° 4, p. 535-538, 1 fig., 1 tab.

WATERLOT (G.) : *cf.* PRUVOST (P.) & WATERLOT (G.).

WEGMANN (C. E.), 1928. — Sur un nouveau gisement de roches morainiques préquaternaires. — *C. R. somm. S.G.F.*, p. 274-276.

WEGMANN (C. E.), 1935. — Zur Deutung der Migmatite. — *Geol. Rundsch*, Bd 26, Heft 5, p. 305.

WEGMANN (C. E.). 1951. — Subkambrische Tillite in der herzynischen Faltungszone. — *Ibid.*, Bd 39, Heft I, p. 221-234.

WEGMANN (C. E.), DANGEARD (L.) & GRAINDOR (M. J.), 1950. — Sur quelques caractères remarquables de la formation précambrienne connue sous le nom de poudingue de Granville. — *C. R. Ac. Sc.*, t. 230, séance 6 mars, p. 979-980.

WILLIS (B.) & WILLIS (R.), 1934. — Geologic Structures. — 3d ed., New-York, Mc-Graw-Hill, 544 p.

WILLIS (B.), BLACKWELDER (E.) & SARGENT (R. H.), 1907. — Research on China. — *Carnegie Inst. of Washington Publ.* n° 54.

WILSON (G.), 1947. — The relationship of slaty cleavage and kindred structures to tectonics. — *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 57, p. 263-302 (1946).

WILSON (R. B.) : *cf.* CAMPANA (B.) & WILSON (R. B.).

WOLFF (J. E.) : *cf.* PUMPELLY (R.), WOLFF (J. E.) & DALE (T. N.).

YAMASAKI (N.), 1928. — Acute and chronic tilting of land blocks in Japan. — *C. R. XII*e *Congr. Intern. Géogr.*, Cambridge, p. 217.

ZIMMERMANN (E.), 1914. — Gerölltonschiefer im Untersilur Thüringens. — *Zeitschr. deutschen geol. Gesellsch.*, Bd. 66, p. 269-271.

TABLE DES FIGURES

Pages

FIGURE 1. — Vallée de la Laize : Banc à « ripple-marks » et « graded bedding » 30
FIGURE 2. — — « Ripple-marks » érodés 30
FIGURE 3. — — « Rill-marks » lobés 31
FIGURE 4. — Relation entre les mouvements et les joints 38
FIGURE 5. — Règle de la position de la charnière anticlinale la plus proche 39
FIGURE 6. — Propriétés des mailles du réseau de Pincus 40
FIGURE 7. — Échantillon orienté et structure d'axe « B » 42
FIGURE 8. — Section du volume enroulé autour de l'axe B et compris entre deux joints 42
FIGURE 9. — Vallée de la Laize : carte et coupe 44
FIGURE 10. — — Analyse granulométrique d'un grès quartzite 49
FIGURE 11. — — Schéma de la torsion d'un banc 51
FIGURE 12. — — Plissottements sur le flanc d'un anticlinal 52
FIGURE 13. — Coutances : coupe dans les phtanites 64
FIGURE 14. — Lande des Vardes : coupe d'après E. HÉBERT 65
FIGURE 15. — Pont-de-Mazé : gisement de phtanites 66
FIGURE 16. — Carte du Briovérien moyen et inférieur de la Hague 73
FIGURE 17. — Contact Cambrien-Briovérien aux environs de Cherbourg 80
FIGURE 18. — Coupe du contact Cambrien-Briovérien de la Pointe du Heu 81
FIGURE 19. — Variation de plongement de l'axe B dans le Briovérien du Val-de-Saire 85
FIGURE 20. — Coupe au SSE du Vast 86
FIGURE 21. — Saint-Germain-le-Gaillard ; rhyolites 90
FIGURE 22. — Formations à galets du Briovérien (courbes cumulatives) 98
FIGURE 23. — Tillite de Granville 100
FIGURE 24. — Tillite de Saint-Germain-d'Ectot : granulométrie 106
FIGURE 25. — Tillite de Saint-Germain-d'Ectot 106
FIGURE 26. — Galets glaciaires, d'après A. JAYET 108
FIGURE 27. — Coupe à Granville 117
FIGURE 28. — Coupe à Saint-Pair-sur-Mer 117
FIGURE 29. — Coupe du Cap Lihou 122
FIGURE 30. — Filon de quartz de Granville 124
FIGURE 31. — Anticlinal de Granville 124
FIGURE 32. — Granite de Carolles (bordure métamorphique) 127
FIGURE 33. — « Slumping » à Saint-Léonard-de-Vains 128
FIGURE 34. — Briovérien de Jersey 132
FIGURE 35. — Pont-Landry : déformation du sédiment argileux par un galet 142
FIGURE 36. — Pont-Landry : succession des couches 144
FIGURE 37. — Pays du Gautier : coupe NS 147
FIGURE 38. — Granite d'Athis 150
FIGURE 39. — Briovérien de Normandie et Bretagne 166
FIGURE 40. — Radiolaires probables 175
FIGURE 41. — Microfossiles du Briovérien 178
FIGURE 42. — Carte des calcaires de La Meauffe 181
FIGURE 43. — La Meauffe : oolithes recristallisées 184
FIGURE 44. — Cavigny : calcaires 185
FIGURE 45. — Schistes ardoisiers du Briovérien 190

TABLE DES MATIÈRES

Pages

Préface 7

Préliminaires 11

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION À LA CONNAISSANCE DU BRIOVÉRIEN

Chapitre I. — Historique 15

Chapitre II. — Méthodes pour l'étude de la structure du Briovérien 28

§ 1. Méthodes de sédimentologie 29
1. Ripple-marks 29
2. Rill-marks 31
3. Stratification entrecroisée 32
4. Graded bedding 32
5. Phénomènes de ravinement et coulées boueuses dans les sédiments hydroplastiques 33

§ 2. Méthode mixte : Drag-folds 34

§ 3. Méthodes tectoniques 35
1. Étude de la schistosité 35
2. Étude des joints 38
a. Mouvement relatif 38
b. Étude statistique des joints 39
3. Étude de l'axe des plis 41

§ 4. Application des méthodes : la vallée de la Laize : coupe NNW-SSE de Laize-la-Ville à Bretteville-sur-Laize (Calvados) 43
1. Étude stratigraphique et lithologique 43
2. Étude tectonique 50
3. Conclusions 52

DEUXIÈME PARTIE

LE BRIOVÉRIEN ANTÉRIEUR AUX TILLITES

Chapitre III. — Briovérien inférieur au nord de Coutances : Étage d'Erquy (X^1). 55

1. Généralités 55
2. Pétrographie 56
A. Roches cristallines 56
B. Roches volcaniques 57
C. Roches de métamorphisme général 58

Pages

3. Stratigraphie 59
4. Diorite de Coutances 59
5. Conclusions 60

CHAPITRE IV. — BRIOVÉRIEN MOYEN (NIVEAU DES PHTANITES) : ÉTAGE DE LA LANDE DES VARDES (X^{2a}) 61

1. Définitions 61
2. Pétrographie 61
3. Localisation des affleurements 62
4. L'axe phtanitique Coutances-Littry 64
   A. Phtanites de Coutances 64
   B. Phtanites de la Lande des Vardes 64
   C. Phtanites de Littry 65
   D. Phtanites situés au sud de l'axe précédent 65
5. Roches accompagnant les phtanites 66
6. Conclusions 66

CHAPITRE V. — BRIOVÉRIEN MOYEN DANS LA RÉGION DE SAINT-LÔ : ÉTAGE DE VILLIERS-FOSSARD (X^{2b}) 67

1. Horizon de Saint-André-de-l'Épine 68
2. Horizon de Rampan 68
3. Horizon de Cantilly 68
4. Conclusions 69

CHAPITRE VI. — BRIOVÉRIEN INFÉRIEUR ET MOYEN DE LA HAGUE 71

1. Stratigraphie de la côte nord, de Cherbourg à Éculleville 71
2. Le cristallophyllien profond de la Hague 75
3. Observations structurales à l'ouest d'Auderville 76
4. Conclusions 78

CHAPITRE VII. — BRIOVÉRIEN INFÉRIEUR ET MOYEN DU VAL DE SAIRE 79

§ 1. Contacts avec le Cambrien 79
§ 2. Contacts avec le granite de Barfleur 81
§ 3. Roches éruptives d'âge briovérien 82
§ 4. Roches de métamorphisme général 82
§ 5. Roches sédimentaires 83
§ 6. Structure du Briovérien à l'est de Cherbourg 84
§ 7. Stratigraphie du Briovérien à l'est de Cherbourg 85
   1. Région du Theil 86
   2. Région sud-est du Vast 86
§ 8. Conclusions 88

CHAPITRE VIII. — LES RHYOLITES DE SAINT-GERMAIN-LE-GAILLARD 90

1. Généralités 90
2. Âge prétillitique 91
3. Étude pétrographique 92
   A. Les rhyolites 92
   B. Les laves 93
   C. Microgranite 93
4. Conclusions 93

Pages

TROISIÈME PARTIE

LE BRIOVÉRIEN DEPUIS LES TILLITES JUSQU'À LA DISCORDANCE CAMBRIENNE

CHAPITRE IX. — LES TILLITES (X^{3a}) 97

§ 1. Gisement de la tillite à Granville 97
1. Tillite marine 97
2. Éléments remaniés dans la tillite 99
3. Preuves de l'existence d'une tillite 100
§ 2. Gisement de Saint-Germain-d'Ectot 103
1. Localisation des affleurements 103
2. Caractères de la tillite 104
§ 3. Autres gisements de tillites 108
1. Quibou 108
2. Roncey, Saint-Denis-le-Gast 109
3. Hainneville 109
§ 4. Axe de la tillite 112
§ 5. Conclusions 112

CHAPITRE X. — BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR DE BASSE-NORMANDIE : ÉTAGE DE LA LAIZE (X^{3b}). 113

§ 1. Généralités 113
§ 2. Caractères lithologiques de part et d'autre de la zone bocaine 114
1. Unités à bancs de grès massif 114
2. Unité du grès calcareux 115
3. Unités à schistes et grès 116
4. Unités à schistes zonés 116
5. Unités à micropoudingue 116
§ 3. Coupe à Granville 117
A. Stratigraphie de Donville au Casino de Granville 117
1. X^{3b} 117
2. Poudingue de Granville 118
3. Schistes à varves lacustres 121
4. Calcaire et grès décalcifiés 122
B. Stratigraphie du cap Lihou 122
§ 4. Coupe à Saint-Pair-sur-Mer 125
§ 5. Coupe à Carolles 126
§ 6. Coupe du Bec d'Andaine au Grouin du Sud 128
§ 7. Briovérien d'Avranches à Alençon 129
1. Feuille n° 61 Avranches 129
2. Feuille n° 62 Alençon 130
§ 8. Conclusions 131

CHAPITRE XI. — LE BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR DE JERSEY 132

Éléments à retenir des observations antérieures, et compléments à y apporter 132
Observations sur la nature des roches du Briovérien de Jersey 134
Observations tectoniques 135
Rhyolites de Jersey 136
Conclusions 137

Pages

Chapitre XII. — Le Briovérien supérieur du Maine 138

§ 1. Discussion des travaux de Ch. Batard 138
§ 2. Formations du Maine à caractère périglaciaire 139
§ 3. Aperçu stratigraphique du Pays du Gautier 143
§ 4. Essai de géologie structurale du Pays du Gautier 145
§ 5. Conclusions 148

Chapitre XIII. — Le granite d'Athis 149

§ 1. Généralités 149
§ 2. Le contact stratigraphique du granite et du Cambrien 151
§ 3. L'auréole métamorphique 153
§ 4. Âge de quelques filons 154
§ 5. Hypothèse de deux venues granitiques dans la région d'Athis 154
§ 6. Conclusions 155

QUATRIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Chapitre XIV. — Observations sur la Tectonique 159

§ 1. Le style tectonique du Briovérien 160
§ 2. Tectoniques surimposées 162
1. Action de l'orogénèse bretonne 162
2. Action des orogénèses postbretonnes 163
§ 3. Niveaux tectoniques 163
§ 4. Conclusions 165

Chapitre XV. — Corrélations entre le Briovérien normand et les terrains antécambriens d'autres régions 166

§ 1. Comparaisons avec la Bretagne 166
§ 2. Comparaisons avec d'autres régions 168

Chapitre XVI. — Acquisitions nouvelles dans la connaissance du Briovérien ... 170

1. Méthodes d'étude du Briovérien 170
2. Niveaux tectoniques 170
3. Niveaux stratigraphiques 171
4. Axe des tillites infracambriennes 171
5. Granites du Briovérien 172
6. Correction cartographique 172
7. Phtanites et microfossiles 172

CINQUIÈME PARTIE

APPENDICES

Appendice I. — Micropaléontologie 175

§ 1. Historique 175
§ 2. Microorganismes 176
A. Spongiaires 176
B. Radiolaires 176
C. Découvertes d'organismes analogues à ceux décrits par L. Cayeux 177
§ 3. Conclusions 179

Pages

APPENDICE II. — LES CALCAIRES DE LA MEAUFFE 180

§ 1. Généralités 180
§ 2. Contours des calcaires 180
§ 3. Failles 182
§ 4. Discussion sur le contact des calcaires avec les « Phyllades de Saint-Lô » 183
§ 5. Indications pétrographiques sur ces calcaires 184
A. Matière organique 184
B. Oolithes 184
C. Accidents siliceux 185
D. Quartz secondaire 185
E. Brèches éruptives 185
§ 6. Âge des calcaires de La Meauffe 186
1. Âge triasique 186
2. Âge carbonifère 187
3. Âge cambrien 187
4. Âge briovérien 188

APPENDICE III. — REMARQUES SUR LES SCHISTES ARDOISIERS 189

APPENDICE IV. — REMARQUES DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE 191

APPENDICE V. — PETIT LEXIQUE DES POUDINGUES 193

BIBLIOGRAPHIE 195

TABLE DES FIGURES 205

IMPRIMERIE NATIONALE. — J. U. 637292.

PLANCHES

PLANCHE I

FIG. 1. — BRIOVÉRIEN INFÉRIEUR (X^1). — SAINT-MARTIN-D'AUBIGNY : Amphibolites. — Les grands joints correspondent à une tectonique postérieure. On remarquera sous la racine, en haut et à gauche, une structure due à la tectonique primitive.

FIG. 2. — BRIOVÉRIEN INFÉRIEUR (X^1). — MONTREUIL-SUR-LOZON : carrière du Hutrel : dacite.

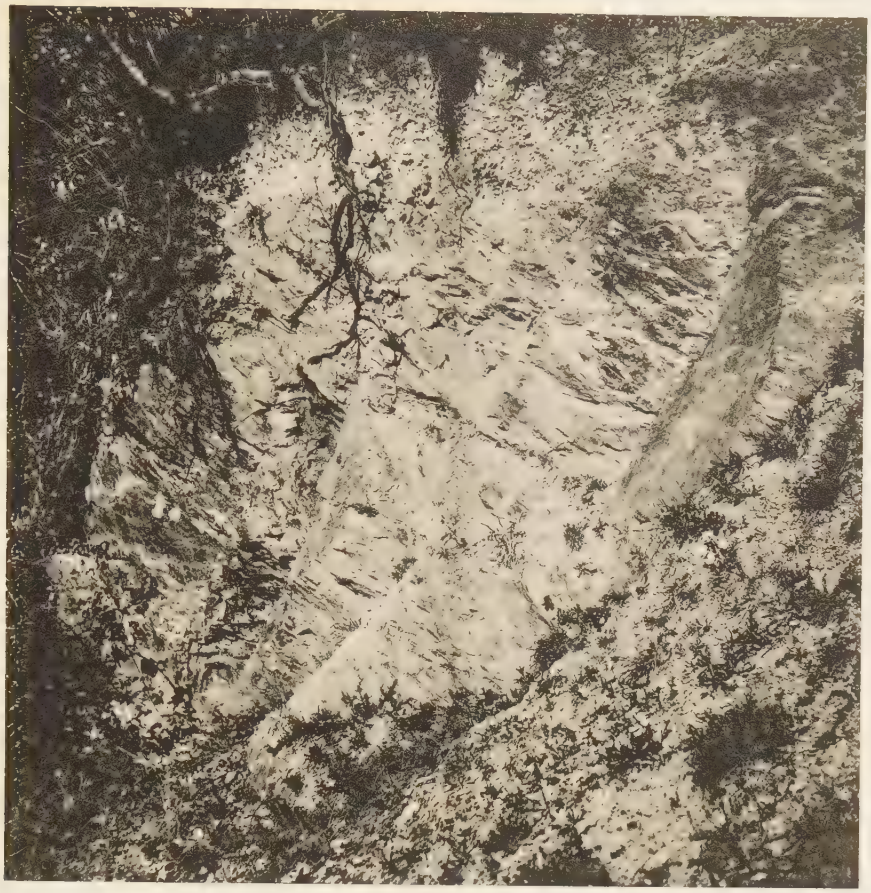


Fig. 1

Fig. 2

J. BRUNISSEN imp. Paris

PLANCHE II

Fig. 1. — Briovérien inférieur (X^1). — Munéville-le-Bingard : carrière du Grand-Moulin; basalte doléritique.

Fig. 2. — Briovérien inférieur (X^1). — Saint-Aubin-du-Perron : carrière au nord de l'église de Saint-Michel-de-la-Pierre.

Fig. 1

Fig. 2

PLANCHE III

FIG. 1. — BRIOVÉRIEN MOYEN : Étage de la Lande des Vardes (X^{2a}). — LANDE DES VARDES : phtanites typiques en bancs minces.

FIG. 2. — BRIOVÉRIEN MOYEN : Étage de la Lande des Vardes (X^{2a}). — LANDE DES VARDES : Axe « B » plongeant de 60° vers l'est.

Fig. 1

Fig. 2

PLANCHE IV

FIG. 1. — BRIOVÉRIEN MOYEN : Étage de la Lande des Vardes (X^{2a}). — COUTANCES : phtanites visibles lors de la reconstruction de la ville (emplacement actuel du « Café de la Paix », rue du Lycée). Remarquer les lambeaux de bancs de phtanites plus massifs ayant résisté à l'écrasement général et s'étirant en lentilles discontinues (cf. fig. 13, p. 64).

FIG. 2. — BRIOVÉRIEN MOYEN : Étage de la Lande des Vardes (X^{2a}). — COUTANCES : même lieu que pour la photographie précédente. Schistosité de microplissement.

Fig. 1

Fig. 2

PLANCHE V

Fig. 1. — Briovérien moyen : Étage de Villiers-Fossard (X^{2b}). — Villiers-Fossard : carrière où a été pris le type définissant l'étage. A noter la tectonisation de ce niveau et la comparer avec celle de l'Étage de la Laize. Les structures de l'axe « B » sont bien visibles.

Fig. 2. — Briovérien moyen : Étage de Villiers-Fossard (X^{2b}). — Villiers-Fossard : même légende que celle de la photographie précédente.

Fig. 3. — Briovérien moyen : Étage de Villiers-Fossard (X^{2b}). — Saint-Lô : phyllades sous le Château. Schistosité parallèle aux couches qui plongent de 60° vers le sud.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

J. BRUNISSEN, imp. Paris

PLANCHE VI

Fig. 1. — Briovérien moyen : Étage de Villiers-Fossard (X^{2b}). — Cerisy-la-Forêt : carrière de la Couespellière. Horizon des schistes de Cantilly.

Fig. 2. — Briovérien moyen : Étage de Villiers-Fossard (X^{2b}). — Sainte-Marguerite-d'Elle : carrière de Moulin-l'Évêque. Faciès des grès de Rampan.

Fig. 3. — Briovérien moyen : Étage de Villiers-Fossard (X^{2b}). — Sainte-Marguerite-d'Elle : carrière de Moulin-l'Évêque. Structures d'axe « B » bien visibles, montrant son plongement de 60° vers le SSE.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

PLANCHE VII

Fig. 1. — Cambrien. — Hainneville : Pont de la Bonde. Aspect tillitique du poudingue de Hainneville.

Fig. 2. — Cambrien. — Hainneville : Pont de la Bonde. Noter l'étirement des galets, en particulier celui du galet situé au bas et à droite du manche du marteau.

Fig. 3. — Cambrien. — Hainneville : Pont de la Bonde. Noter la dissémination des galets.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

PLANCHE VIII

FIG. 1. — BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR : Niveau des tillites (X^{3a}). — DONVILLE : plage au sud de la descente des Blancs-Arbres. Aspect de la tillite.

FIG. 2. — BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR : Niveau des tillites (X^{3a}). — GRANVILLE : extrémité nord de la digue de la plage. Pli couché dans des schistes intercalés dans le complexe de la tillite, et glissant au-dessus du niveau des grès décalcifiés. Noter la poussée générale latérale de gauche à droite (NW-SE) (cf. pl. XII, fig. 2).

FIG. 3. — BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR : Niveau des tillites (X^{3a}). — GRANVILLE : falaise du cimetière. Bloc éboulé de la falaise, photographié en mai 1952, montrant l'hétérogénéité de la tillite :

1. Graviers (partie lessivée);
2. Sable grossier, avec parfois galets épars;
3. Schistes fins et zonés (cf. fig. 23, p. 100).

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

PLANCHE IX

FIG. 1. — BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR : Niveau des tillites (X^{3a}). — SAINT-GERMAIN-D'ECTOT : route vers Candon. Tillite dégagée dans le talus de la route, à 300 m WSW du captage.

FIG. 2. — BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR : Niveau des tillites (X^{3a}). — SAINT-GERMAIN-D'ECTOT : route vers Candon. Galets de la tillite dans leur gangue.

Fig. 1

Fig. 2

J. BRUNISSEN mp. Paris

PLANCHE X

FIG. 1. — BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR : Étage de la Laize (X^{3b}). — VALLÉE DE LA LAIZE. Ripple-marks d'indice 3

$$\text{Indice} = \frac{\text{distance de deux crêtes}}{\text{profondeur du creux}}.$$

FIG. 2. — BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR : Étage de la Laize (X^{3b}). — Banc à ripple-marks d'indice élevé.

FIG. 3. — BRIOVÉRIEN SUPÉRIEUR : Étage de la Laize (X^{3b}). — VALLÉE DE LA LAIZE: lieu-dit La Vallée. Banc de grès calcareux au centre. Noter la faille oblique (tectonique hercynienne). A gauche est située une série de bancs à ripple-marks.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

PLANCHE XI

Fig. 1. — Briovérien supérieur : Étage de la Laize (X^{3b}). — Vallée de la Laize. Rill-marks. Formations de plage dans la zone de balancement des marées, sillonnant des ripple-marks d'interférence formés antérieurement. Le marteau indique le sens de l'écoulement du haut à gauche vers le bas à droite.

Fig. 2. — Briovérien supérieur. — Saint-Aubin-des-Préaux : sud de l'Augny.

Axe « B » plongeant faiblement (joints de direction N 150°, sensiblement perpendiculaire au plan de la photographie). Schistosité du Briovérien subparallèle aux couches (N 80°); pendage subvertical. Fractures obliques (N 40°), de faible pendage (40° S), dues à la tectonique hercynienne. Autre schistosité subhorizontale qui pourrait s'expliquer par le faible plissement de la zone bocaine et qui souligne le développement qu'elle a pris avant le plissement.

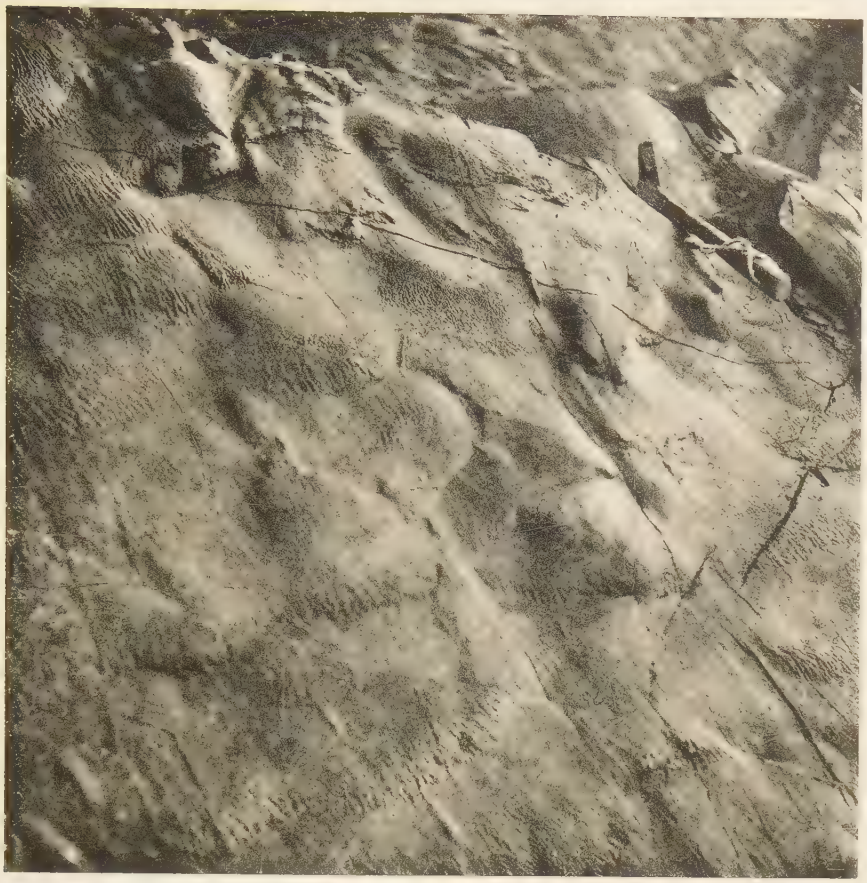


Fig. 1

Fig. 2

PLANCHE XII

Fig. 1. — Briovérien supérieur. — Granville : Cap Lihou, sous le Phare.

Charnière synclinale dans une série de schistes et grès en bancs minces ne dépassant pas 20 cm.

Fig. 2. — Briovérien supérieur. — Granville : falaise sous le cimetière.

La coupe de Granville (cf. chap. X, § 3) a été effectuée sur le plateau rocheux situé à gauche de la photographie. On notera aussi la poussée des roches de gauche à droite (du NW au SE).

Fig. 1

Fig. 2

PLANCHE XIII

Fig. 1. — Briovérien supérieur. — Saint-Pair-sur-Mer. Schistes zonés.

Fig. 2. — Briovérien supérieur. — Saint-Pair-sur-Mer. Charnière anticlinale dans la série précédente.

Fig. 1

Fig. 2

BRUNISSEN, imp.

PLANCHE XIV

Fig. 1. — Briovérien supérieur. — Carolles. Bordure métamorphique du granite. Charnière anticlinale dans des schistes métamorphiques originellement analogues à ceux de Saint-Pair-sur-Mer (cf. pl. XIII, fig. 2).

Fig. 2. — Briovérien supérieur. — Carolles. Bordure métamorphique du granite. Drag-folds. Mouvement relatif indiquant l'anticlinal vers la droite.

Fig. 3. — Briovérien supérieur. — Saint-Léonard-de-Vains : le Grouin du Sud. Schistes finement zonés avec flow-casts.

Fig. 1

Fig. 2

Fig 3

PLANCHE XV

Fig. 1. — Briovérien supérieur. — Saint-Léonard-de-Vains : Le Grouin du Sud. Slumping.

Fig. 2. — Briovérien supérieur. — Saint-Léonard-de-Vains : Le Grouin du Sud. Slumping.

Fig. 1

Fig. 2

PLANCHE XVI

Fig. 1. — Briovérien supérieur. — Saint-Léonard-de-Vains. Faciès schisto-gréseux en petits lits alternants.

Fig. 2. — Briovérien supérieur. — Saint-Léonard-de-Vains. Schistosité verticale perpendiculaire à la stratification dans une charnière.

Fig. 1

Fig. 2

PLANCHE XVII

Fig. 1. — Briovérien supérieur. — Parennes : la Perrière. Schistes à galets disséminés.

Fig. 2. — Briovérien supérieur. — Parennes : la Perrière. Schistes à galets disséminés.

Fig. 1

Fig. 2

J. BRUNISSEN imp. Paris

PLANCHE XVIII

Fig. 1. — Briovérien supérieur. — Jersey : les Rouaux. Faille EW. Au nord (à gauche) : complexe andésitique. Au sud (à droite) : Briovérien.

Fig. 2. — Briovérien supérieur. — Jersey : les Rouaux.
Briovérien ayant le faciès des schistes de Saint-Léonard-de-Vains ou de Saint-Pair-sur-Mer.

Fig. 1

Fig. 2

PLANCHE XIX

Fig. 1. — Briovérien supérieur. — Jersey : les Rouaux.
Briovérien d'un niveau proche de la tillite avec un axe très redressé : la boussole est placée suivant un axe sensiblement horizontal.

Fig. 2. — Briovérien supérieur. — Jersey : les Rouaux. Briovérien très broyé aux environs de la grande faille EW.

Fig. 1

Fig. 2

PLANCHE XX

Fig. 1. — Briovérien supérieur. — Jersey : Vicart Mill. Axe très redressé et forte schistosité.

Fig. 2. — Briovérien supérieur. — Jersey : Tesson Mill. Fond de synclinal peu plissé.

Fig. 3. — Briovérien supérieur. — Saint-Pierre-d'Entremonts. Type de phyllade métamorphique présentant un aspect caractéristique du Briovérien supérieur.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

PLANCHE XXI

Fig. 1. — Briovérien supérieur. — Jersey : Saint-Peter's Valley.
Couches faiblement inclinées dans une série de schistes et grès alternants.

Fig. 2. — Calcaires de La Meauffe. — Cavigny : carrière en exploitation. Noter les nombreuses directions de fractures.

Fig. 3. — Granite d'Athis. — Saint-Philibert-sur-Orne : Roches d'Oëtre.
Contact stratigraphique non métamorphisé du poudingue cambrien et du granite d'Athis.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

PLANCHE XXII

Briovérien supérieur. — Niveau des Tillites (X^{3a})

Fig. 1. — Saint-Germain-d'Ectot : captage.

Galets de phtanite. Toutes les cassures de ces galets sont d'origine; dans le gisement, ils sont tels que les montre la photographie. Noter les stries et les cupules bien visibles sur ces galets de phtanites.

Fig. 2. — Saint-Germain-d'Ectot : captage.

Trois galets de phtanite à gauche, un galet de grès à droite.

Fig. 3. — Saint-Germain-d'Ectot : captage.

Galets de phtanite.

Fig. 4. — Saint-Germain-d'Ectot : captage.

Galets de phtanite.

Fig. 5. — Saint-Germain-d'Ectot : captage.

Galets de phtanite. Le galet strié situé à gauche a été cassé et ressoudé dans le gisement.

N.-B. — Pour toutes les photographies de galets des planches XXII et XXIII, la réduction varie entre 1/4 et 1/5.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

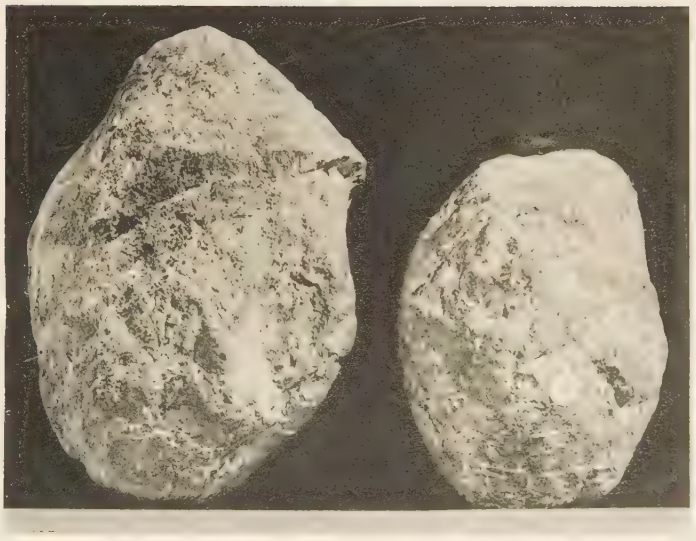


Fig. 5

J. BRUNISSEN imp. Paris

PLANCHE XXIII

Briovérien supérieur. — Niveau des Tillites (X^{3a})

Fig. 1. — Saint-Germain-d'Ectot : captage.

Galets de phtanite. Noter l'aspect buriné et creusé de celui de droite et les cassures de l'autre aux extrémités.

Fig. 2. — Saint-Germain-d'Ectot : captage.

Deux galets de grès quartzites à gauche, un galet de phtanite à droite. Noter les cassures bipolaires, les stries du galet du milieu. Le galet de gauche est creusé en auge.

Fig. 3. — Saint-Germain-d'Ectot : captage.

Galet de phtanite. Noter ses cassures bipolaires.

Fig. 4. — Saint-Germain-d'Ectot : captage.

Galets de la tillite. Mêmes remarques que pour la figure 1 de la planche XXII.

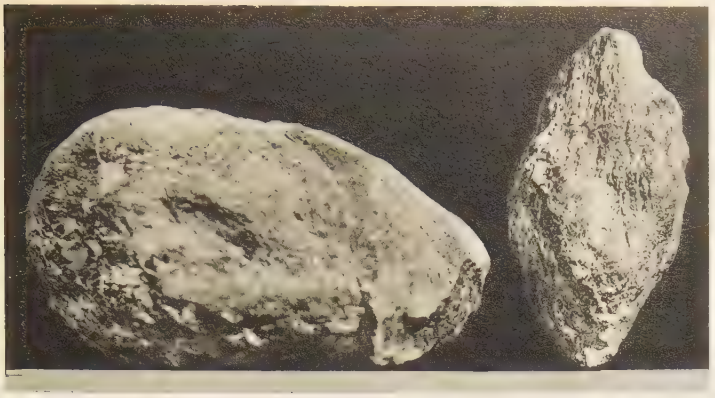


Fig. 1

Fig. 2

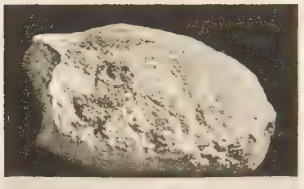


Fig. 3

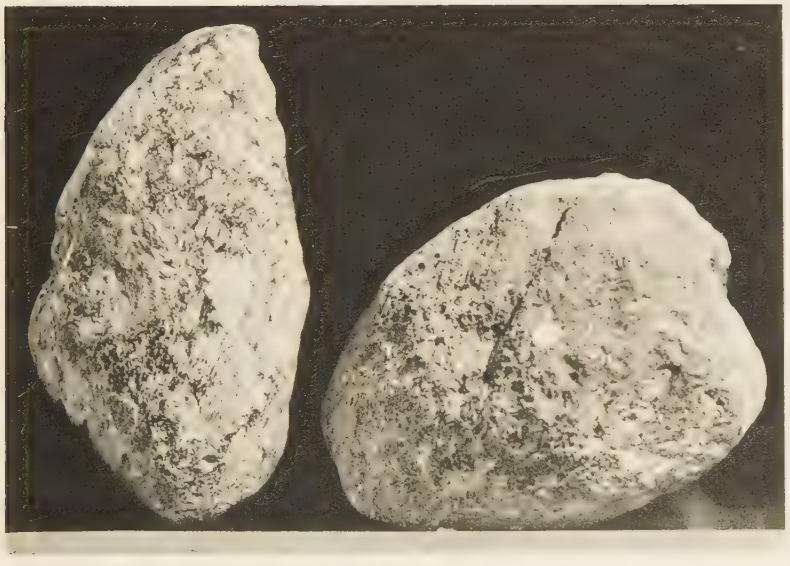
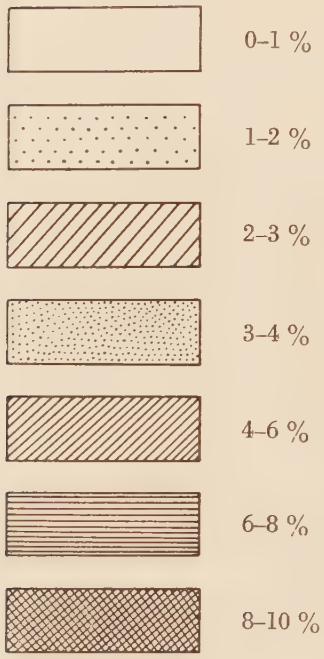


Fig. 4

PLANCHES XXIV ET XXV

I. RÉSEAU DE SCHMIDT



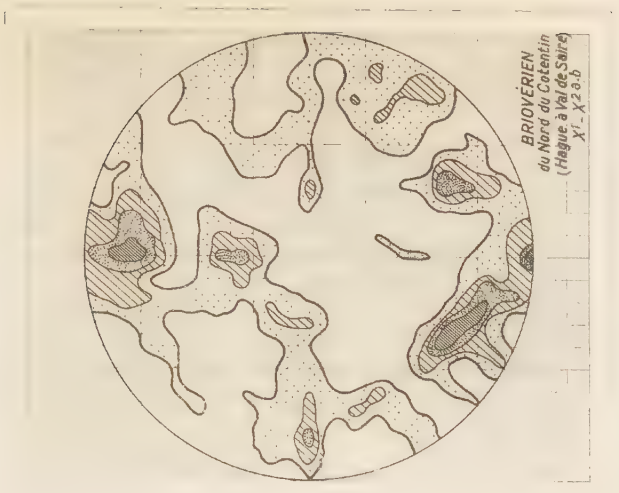


Fig. 3

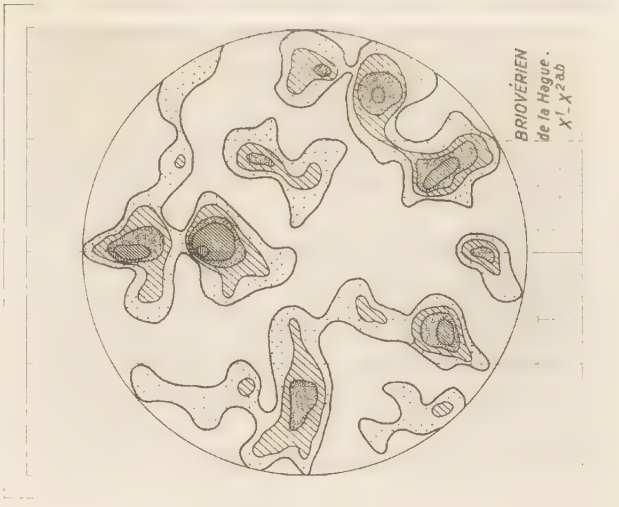


Fig. 6

Fig. 2

Fig. 5

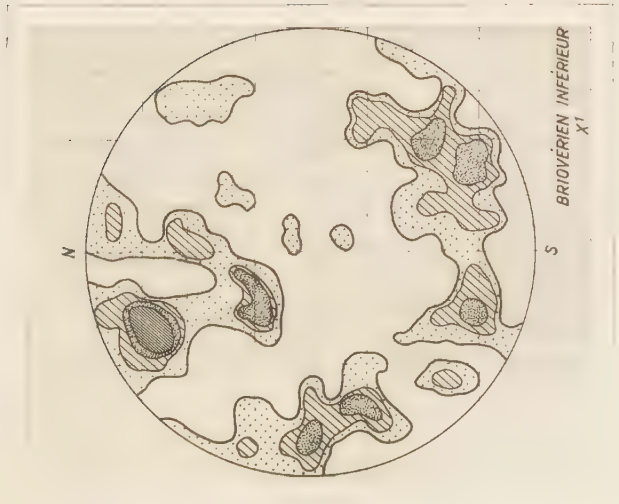


Fig. 1

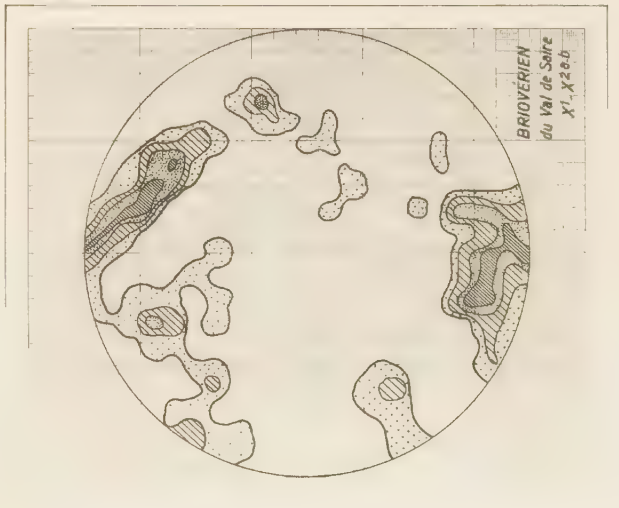


Fig. 4

Fig. 9

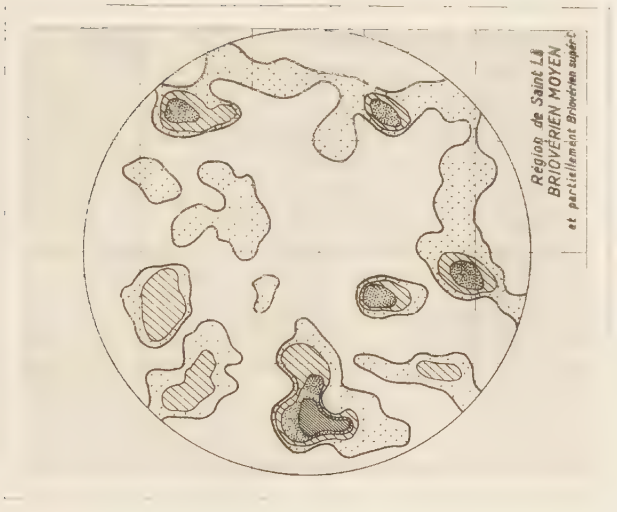


Fig. 8

Fig. 7

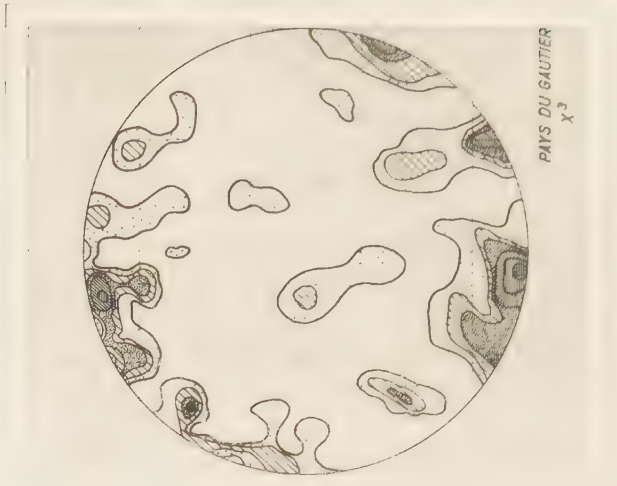


Fig. 12

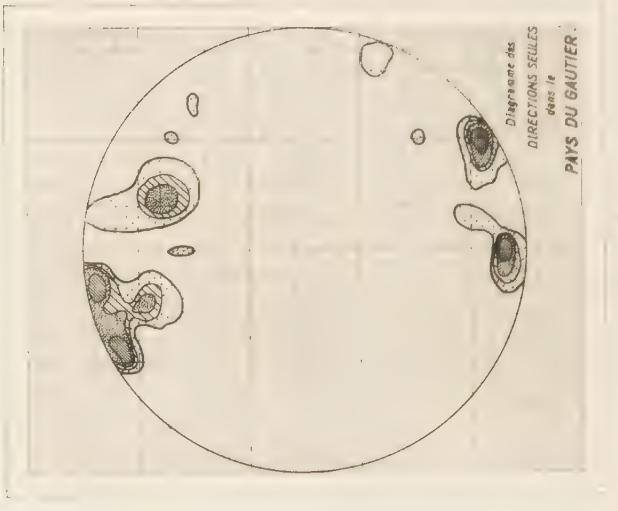


Fig. 11

Fig. 10

PLANCHE XXVI

II. RÉSEAU DE PINCUS

(Coordonnées rectangulaires)

1 (N/K) ——————

2 (N/K) — — — — — — —

3 (N/K) —.—.—.—.—.—.

4 (N/K) .....

5 (N/K) —..—..—..—..—..

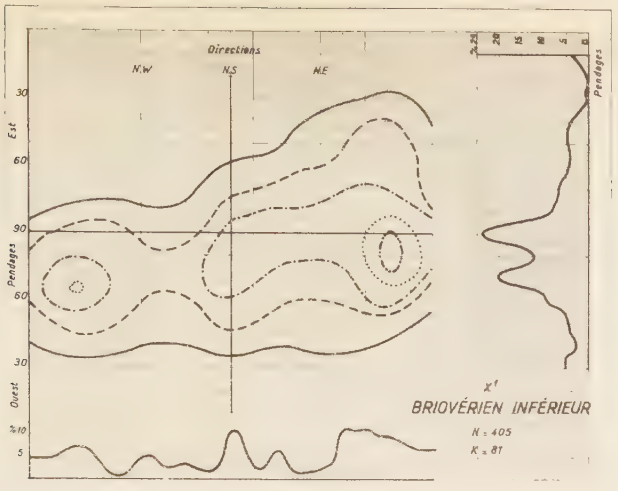


Fig. 13

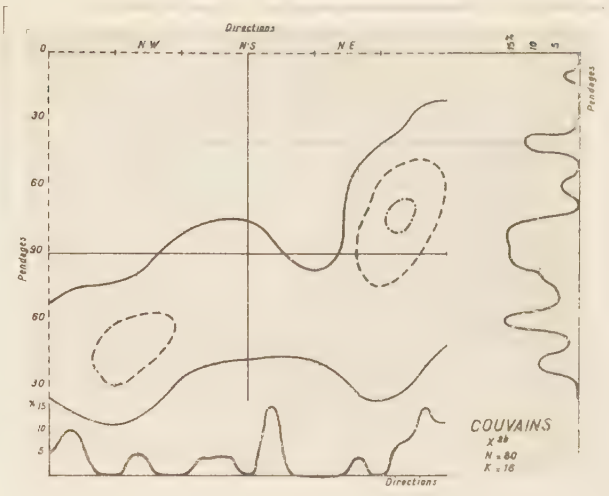


Fig. 14

Fig. 15

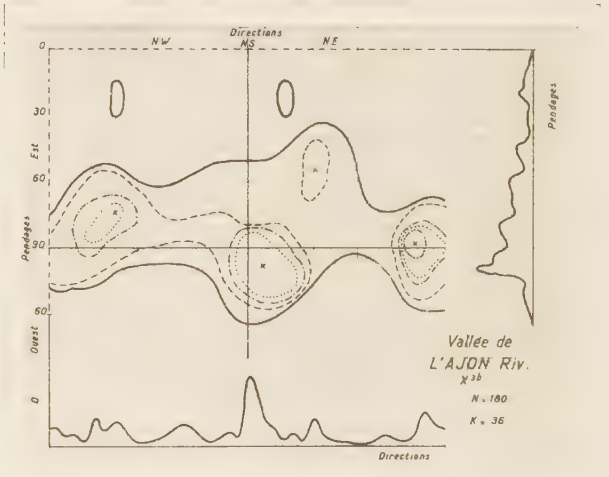


Fig. 16

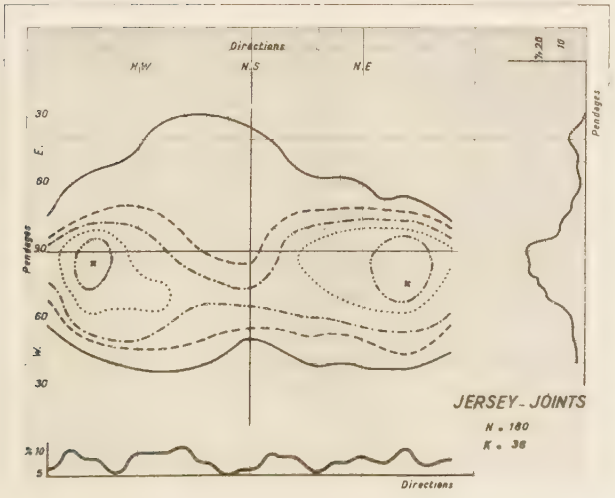


Fig 17

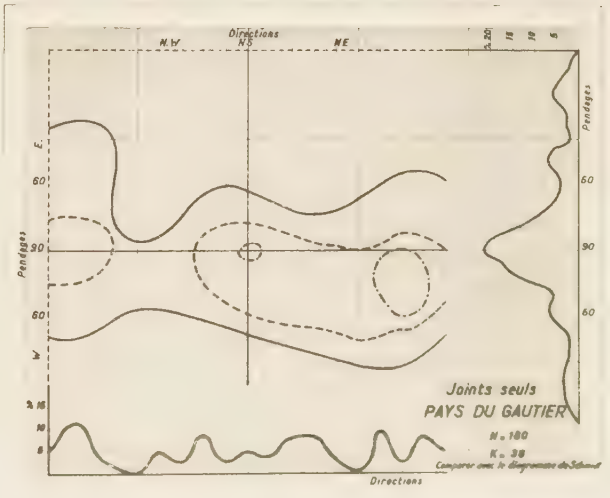


Fig. 18

J. BRUNISSEN imp Paris

SECONDE THÈSE

Propositions données par la Faculté :

Apparition et évolution des principaux groupes de microorganismes fossiles

Vu et approuvé :

Le Président de la Thèse,

L. DANGEARD

Vu et approuvé :

Le Doyen de la Faculté des Sciences de Caen,

F. MOREAU

Vu

et permis d'imprimer :

Caen, le 3 juin 1955

Le Recteur,

Président du Conseil de l'Université,

P. DAURE